

**Univerzita Karlova v Praze**  
**Přírodovědecká fakulta**  
Katedra fyzické geografie a geoekologie



Tomáš Doležal

**Posouzení vlivu revitalizačních opatření vybraných horských  
vrchovišť v povodí horní Vydry na jejich vodní režim**

---

Assessment the effect of revitalizing measures of chosen peat bogs  
in the upper Vydra River basin on their water regime

*Diplomová práce*

Vedoucí práce: RNDr. Jan Kocum, Ph.D.

Praha, 2015

Rád bych na tomto místě poděkoval všem, kteří mi byli nápomocni a vytvořili mi podmínky pro vznik této práce. Především děkuji vedoucímu své diplomové práce RNDr. Janu Kocumovi, Ph.D. za odborné vedení a cenné připomínky k práci. Děkuji také Mgr. Lukáši Vlčkovi za pomoc při terénních měřeních a za odborné rady a připomínky. Zvláštní poděkování patří rodičům, kteří mi všestrannou pomocí vytvořili podmínky pro studium a zpracování této práce.

Prohlašuji, že jsem tuto diplomovou práci vypracoval samostatně a veškeré použité prameny a literaturu jsem řádně citoval.

V Praze dne 23.4.2015

.....

Tomáš Doležal

## **ZADÁNÍ PRÁCE**

### **Název práce:**

Posouzení vlivu revitalizačních opatření vybraných horských vrchovišť v povodí horní Vydry na jejich vodní režim

### **Cíle práce:**

- 1) Objasnění vlivu melioračních rýh a revitalizačních opatření na kolísání hladiny podzemní vody
- 2) Zhodnocení vlivu meteorologických faktorů na změnu hladiny podzemní vody
- 3) Zhodnocení stavu a funkčnosti revitalizačních hrázek
- 4) Výpočet objemu hrázkami zadržované vody

### **Metody:**

rešerše literatury, terénní výzkum, aplikace vybraných statistických metod, analýza kolísání hladiny podzemní vody v prostředí ArcGIS

### **Zájmové území:**

Rokytecká slat', Cikánská slat' - povodí horní Vydry, JZ Česko

### **Datové zdroje:**

- 1) Odborná literatura
- 2) Vlastní měření
- 3) Data z automatických meteorologických stanic a hladinoměrů PřF UK
- 4) Vybrané podkladové mapy a WMS služby Cenia, VÚV Dibavod, ČGS

Datum zadání: 10.12.2013

Jméno řešitele: Bc. Tomáš Doležal

Jméno vedoucího práce: RNDr. Jan Kocum, Ph.D.

## **Posouzení vlivu revitalizačních opatření vybraných horských vrchovišť v povodí horní Vydry na jejich vodní režim**

### **Abstrakt:**

Vliv horských vrchovišť na odtokový režim je i přes celou řadu výzkumných projektů dosud ne zcela objasněné téma. Zejména v NP Šumava se nachází několik rašelinišť, která v minulosti byla pod silným antropogenním tlakem. Následná revitalizační opatření měla zmírnit následky těchto zásahů do krajiny, zastavit degradaci těchto cenných biotopů a napravit narušený vodní režim rašelinišť. Práce je tak zaměřena zejména na kolísání hladiny podzemní vody a odtokový režim v povodí Rokytky a Cikánského potoka, která se nachází v jádrové zóně Šumavy.

Práce navazuje na autorovu bakalářskou práci s názvem „Revitalizační opatření horských vrchovišť a jejich vliv na dynamiku odtoku v pramenné oblasti Otavy.“ Obsahuje experimentální výzkum vlivu odvodňovacích kanálů a revitalizačních opatření na kolísání hladiny podzemní vody. Dále je věnována pozornost zjištění míry meteorologických vlivů na změny hladiny podzemní vody. Práce se také zaměřuje na hodnocení stavu revitalizací a jejich možným vlivem na odtokový režim.

**Klíčová slova:** horská vrchoviště, revitalizační opatření, Šumava, vodní režim

## **Assessment the effect of revitalizing measures of chosen peat bogs in the upper Vydra River basin on their water regime**

### **Abstract:**

Despite a number of research projects, the influence of peat bogs on the hydrological regime remains a largely unexplored topic. In the past, several peat bogs in the Šumava National Park were exposed to a very strong anthropogenic pressure. Subsequently, revitalizing measures were applied to mitigate the impact of human interventions, to stop the degradation of these precious habitats, and to reform the disturbed peat bog water regime. This thesis is focused especially on fluctuations of water table level and on the hydrological regime in the catchments of Rokytky and Cikánský Brooks.

Thesis further develops the topic solved in author's bachelor thesis called "Peat bog revitalizing measures and their effect on runoff dynamics in the Otava River headstream area." It contains experimental research of the influence of drainage canals and revitalizing measures on water table fluctuation. It also aims to identify the extent to which meteorological factors contribute to changes in groundwater level and to assess the present state of revitalization measures and their influence on the runoff regime.

**Key words:** peat bogs, revitalizing measures, Šumava Mountains, water regime

## Obsah

<b>1. Úvod .....</b>	<b>7</b>
1.1 Cíle práce.....	8
1.2 Návaznost na řešené projekty .....	9
<b>2. Současný stav poznání .....</b>	<b>10</b>
2.1 Srážko–odtokový proces v pramenných oblastech .....	10
2.1.1 Tvorba odtoku .....	10
2.1.2 Fyzickogeografické faktory ovlivňující srážko-odtokový proces.....	12
2.1.3 Hydrologický režim pramenné oblasti Vydry .....	14
2.2 Současný stav poznání horských vrchovišť .....	17
2.2.1 Hydrologická funkce horských vrchovišť .....	17
2.2.2 Kolísání hladiny podzemní vody v rašeliništi.....	19
2.2.3 Antropogenní ovlivnění rašelinišť .....	26
2.2.4 Ochrana a revitalizační opatření rašelinišť .....	28
<b>3. Fyzickogeografická charakteristika zájmových území .....</b>	<b>31</b>
3.1 Vymezení zájmového území.....	31
3.1.1 Rokytecká slat' .....	31
3.1.2 Cikánská slat'.....	33
3.2 Geologické a geomorfologické poměry .....	34
3.3 Půdní poměry .....	37
3.4 Klimatické poměry.....	38
3.5 Hydrografie a odtokový režim.....	39
3.6 Biogeografie a ochrana přírody .....	42
<b>4. Metodika .....</b>	<b>46</b>
4.1 Měření hladiny podzemní vody .....	46
4.2 Hodnocení odtokového režimu .....	46
4.3 Potenciální evapotranspirace .....	47

4.4 Ukazatel předchozích srážek – API .....	48
4.5 Inventarizace revitalizačních hrázek .....	48
<b>5. Výsledky .....</b>	<b>50</b>
5.1 Statistická analýza kolísání hladiny podzemní vody .....	50
5.2 Závislost kolísání hladiny podzemní vody na meteorologických faktorech .....	52
5.3 Změna hladiny podzemní vody během vybraných epizod .....	57
5.4 Charakteristika revitalizačních opatření - Cikánská slat' .....	63
5.5 Vliv revitalizací na odtokový režim .....	65
<b>6. Diskuze .....</b>	<b>68</b>
6.1 Kolísání hladiny podzemní vody .....	68
6.2 Stav revitalizačních opatření a jejich vliv na hydrologický režim .....	69
6.3 Nejistoty a možné chyby měření .....	70
<b>7. Závěr .....</b>	<b>72</b>
<b>8. Literatura a použité zdroje .....</b>	<b>74</b>
<b>9. Seznam obrázků, grafů, tabulek a rovnic .....</b>	<b>79</b>

# 1. Úvod

Horská vrchoviště tvoří významnou část krajiny v pramenné oblasti Vydry, přesto se názory na jejich hydrologický režim různí. Oblast Modravských slatí je největším rašelinným komplexem v Česku, tudíž je znalost vodního režimu horských vrchovišť klíčová k pochopení tvorby a dynamiky odtoku v pramenné oblasti Vydry. Tyto mokřadní ekosystémy byly zejména v 70. letech minulého století pod silným antropogenním tlakem a na většině rašelinných ploch byla vytvořena hustá síť melioračních rýh, která významně pozměnila nejen hydrologické poměry. Proto v roce 1998 přistoupil Národní park Šumava k vyhlášení programu revitalizace šumavských mokřadů a rašelinišť, jehož hlavním cílem je záchrana cenných mokřadů a také celková náprava škod na vodním režimu území. Tato opatření by měla mít velmi pozitivní vliv zejména na zvýšení hladiny podzemní vody, zvýšení retenčního prostoru rašelinišť a zpomalení odtoku vody z krajiny, čímž může být zastavena degradace těchto mokřadních ekosystémů.

Existuje celá řada tuzemských i zahraničních vědeckých prací zabývajících se hydrologickou funkcí zrašeliněných komplexů i revitalizovaných rašelinišť, ovšem výsledky jsou velice různorodé a dosud na tuto problematiku neexistuje jednotný názor. Jelikož sledování odtokového režimu je velmi komplexní disciplínou, je velice pravděpodobné, že různorodost dosavadních výsledků je zapříčiněna rozličnými fyzicko-geografickými faktory v experimentálních povodích, které tedy také musí být detailně popsány. Od provedení prvních revitalizačních opatření v experimentálních povodích na Šumavě uběhla již dostatečně dlouhá doba, a proto nyní může být přistoupeno ke komplexnímu hodnocení vlivu revitalizačních opatření horských vrchovišť na vodní režim v pramenné oblasti Vydry. Práce podává ucelený přehled o tom, jaký význam v šumavské krajině mají horská vrchoviště, jak horská vrchoviště ovlivňují srážko-odtokový proces a jaký je vliv provedených revitalizačních opatření na hydrologický režim. Tato práce tak navazuje na projekty řešené na půdě Katedry fyzické geografie a geoekologie Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy v Praze, ale i na práce pracovníků Správy Národního parku a chráněné krajinné oblasti Šumava.

## 1.1 Cíle práce

Hlavním cílem práce je zjistit, jak provedené meliorace a následná revitalizační opatření horských vrchovišť ve vybraných povodích Šumavy ovlivňují hydrologický režim, a to zejména posoudit jejich vliv na hladinu podzemní vody, jejíž výška a amplituda je klíčová pro přirozený vývoj rašelinných komplexů. Problematika kolísání hladiny podzemní vody bude diskutována zejména v souvislosti se základními meteorologickými veličinami a snahou je popsat jejich vliv. Dalším cílem je rovněž posouzení rozsahu a stavu revitalizací prováděných na Cikánském potoce společně s výpočtem zadržovaného objemu vody v revitalizačních hrázkách, jež mohou ovlivňovat odtokový režim. Práce tak má přispět k objasnění hydrologické funkce horských vrchovišť v pramenné oblasti Vydry a jejich vlivu na srážko-odtokový proces.

Práce je rozdělena na tři části. První částí je rešerše, která navazuje a rozšiřuje problematiku, jež byla popsána v bakalářské práci autora (Doležal 2013). Rešerše je v tomto případě více zaměřena na kolísání hladiny podzemní vody v rašeliništi v souvislosti s odvodňovacími kanály a revitalizačními opatřeními. Zejména je zde diskutována celá řada výzkumů, které se zaměřují na změny hladiny podzemní vody v souvislosti s revitalizacemi, a to jak ze zahraniční literatury, tak z výzkumů, které již proběhly v pramenné oblasti Vydry. Druhá část se zaměřuje na detailní fyzicko-geografický popis experimentálních povodí. Pramenná oblast Vydry je v centru zájmu různých vědeckých institucí, proto i v této části je čerpáno z mnoha obdobných vědeckých studií. Třetí část zahrnuje vlastní výzkum, který se zaměřuje zejména na hydrologický režim rašelinišť, kolísání hladiny podzemní vody a vliv provedených meliorací a následných revitalizačních opatření rašelinišť. Na rozdíl od bakalářské práce, jež byla věnována zejména odtoku vody, je hlavní část této práce zaměřena na sledování změn hladiny podzemní vody, a to jak v závislosti na revitalizacích, tak i na příčinných meteorologických faktorech. Práce se také věnuje hodnocení stavu revitalizačních opatření, zjištění stavu revitalizačních hrázek. Dále je pozornost věnována výpočtu objemu vody zadržovaného v revitalizačních hrázkách, včetně interpretace jejich možného ovlivnění odtokového režimu.



## **1.2 Návaznost na řešené projekty**

Tato práce navazuje na několik projektů řešených na Katedře fyzické geografie a geoekologie PřF UK v Praze v posledních letech. Samotná diplomová práce je zpracovávána v rámci projektu GAČR 13-32133S Retenční potenciál pramenných oblastí ve vztahu k hydrologickým extrémům, jehož hlavním řešitelem je prof. RNDr. Bohumír Janský, CSc. Doba řešení projektu je stanovena na období 2013 – 2017. V zájmové lokalitě je v současnosti řešen i projekt GAČR P209/12/0997 – Vliv disturbancí horské krajiny na dynamiku fluvialních procesů, s dobou řešení 2012 – 2014, jehož hlavním řešitelem je doc. RNDr. Jakub Langhammer, Ph.D. Svým tématem práce navazuje na již ukončené projekty, například GA UK, 2371/2007 - Retence vody v pramenných oblastech řek jako nástroj integrované protipovodňové ochrany a řešení problému sucha, s obdobím řešení 2007 – 2009 a hlavním řešitelem RNDr. Janem Kocumem, Ph.D., projekt VaV, SM/2/57/05 - Dlouhodobé změny poříčních ekosystémů v nivách toků postižených extrémními záplavami, s obdobím řešení 2005 – 2008 a hlavním řešitelem doc. RNDr. Jakubem Langhammerem, Ph.D. či na projekt GA UK, 255/2006 - Využití matematických modelů pro simulaci srážko-odtokových procesů v závislosti na změnách struktury vegetačního pokryvu, s obdobím řešení 2006 – 2008 a hlavním řešitelem RNDr. Michalem Jeníčkem, Ph.D.

## **2. Současný stav poznání**

### **2.1 Srážko–odtokový proces v pramenných oblastech**

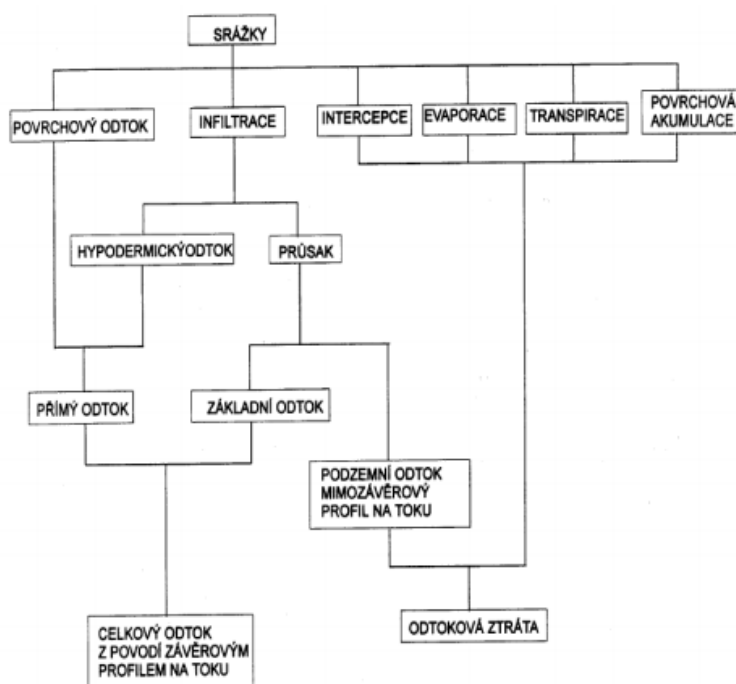
Základní fyzicko-geografické složky jsou určujícím faktorem pro vývoj odtoku. Změny jednotlivých faktorů bezprostředně ovlivňují odtok vody z krajiny, přičemž nejdůležitějším faktorem je klima dané oblasti (Bari, Smettem 2004). Odtokový režim, jenž vyjadřuje např. velikost a časové rozdělení průtoků, čas jejich výskytu, sled vodnosti během jednotlivých měsíců, ročních období apod., závisí především na zdroji, jímž je tok zásobován, a který také určuje charakteristiku toku z hlediska vodního režimu. Tímto zdrojem může být déšť, sníh, zásoby podzemních vod atd. (Kemel 1996). Srážko-odtokovým procesem v povodí se rozumí postupná transformace srážky dopadající na povodí až na odtok vody závěrovým profilem povodí. Je zřejmé, že se jedná o velmi složitý proces, který je ovlivněn řadou činitelů. Především je to skupina klimatických činitelů. Patří sem vlastní časový a prostorový průběh spadlé příčinné srážky, vlhkost ovzduší, výpar, teplota ovzduší, rychlost a směr větru, atmosférický tlak apod. Druhou skupinu tvoří geografičtí činitelé povodí. To jest: plocha, velikost, střední nadmořská výška, tvar, reliéf, říční síť, hydrogeologické poměry, vegetační pokryv apod. První skupinu tvoří vedle příčinné srážky zejména meteorologické veličiny ovlivňující především celkový výpar vody z povodí. Druhá skupina popisuje prostředí, ve kterém se vlastní proces odehrává. Určuje dynamické (přenosové) vlastnosti povodí, které jsou rozhodující pro způsob, jakým se bude časový průběh srážky daného prostorového rozložení transformovat na časový průběh (Starý 2005).

#### **2.1.1 Tvorba odtoku**

Jednotlivé fáze socioekonomického procesu jsou ve všech fyzikogeografických podmínkách podobné, význam dílčích faktorů je však rozdílný. Rozdílnosti podstatně ovlivňují výběr, počet a pořadí důležitosti parametrů volitelných pro sestavení vztahu mezi srážkou a odtokem (Kocum 2012). Základní vstupní komponentou srážko-odtokového procesu v povodí je atmosférická srážka. Srážky mohou dopadnout na nepropustný povrch, kde dochází k jejich hromadění (retenci) a následnému výparu (evaporaci) nebo mohou odtékat po zemském povrchu ve směru spádu přímo do vodního toku. Určité množství srážek se může také zachytit na vegetaci (intercepce) a další část se vsákne do půdy (infiltrace), odkud se pomocí hypodermického nebo podzemního odtoku dostane do vodního toku nebo se stane součástí organické hmoty rostlin a organismů, z nichž se potom uvolňuje dýcháním

(Pavelková-Chmelová, Frajer 2013). Obr. 1 zobrazuje základní složky srážko-odtokového procesu.

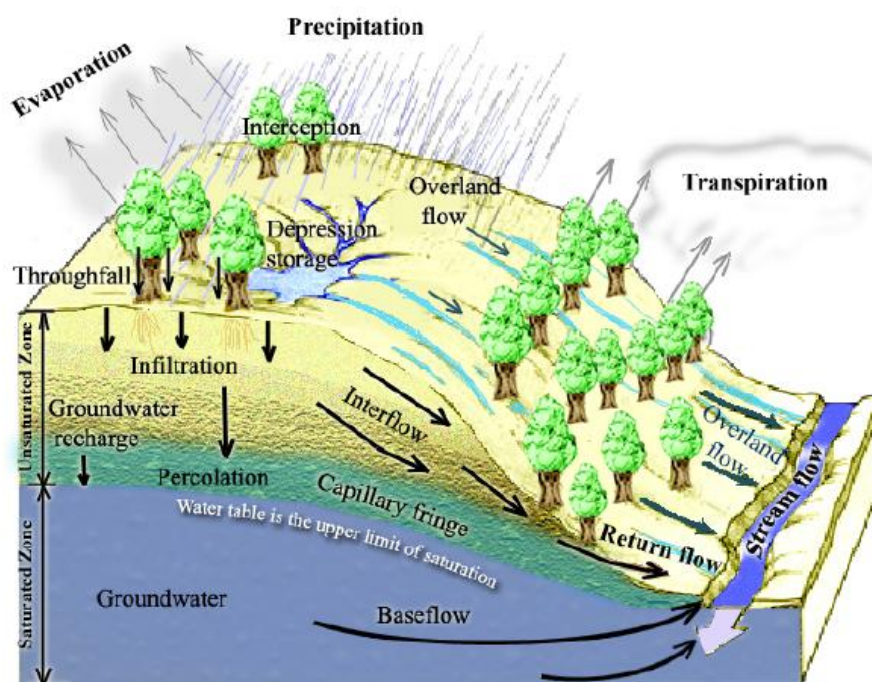
Obr. 1: Schéma srážko-odtokového procesu



Zdroj: upraveno podle ČSN 73 6511

Velká část srážek je infiltrována do půdy v závislosti na fyzikálních parametrech půdy. Infiltrovaná voda může perkolovat směrem dolů v půdním profilu do té doby, než narazí na nepropustné podloží a stává se z ní podzemní voda, která může později vytékat ve formě bazálního odtoku (Tarboton 2003). Podpovrchový odtok lze rozdělit na hypodermický odtok v nenasyčené zóně půdního profilu (interflow) a podzemní odtok v nasycené zóně půdního profilu (viz obr. 2). U hypodermického odtoku lze rozlišovat v závislosti na rychlosti nasycení půdního profilu srážkami odtok rychlý (direct runoff), který se společně s povrchovým odtokem podílí na přímém odtoku a odtok zpožděný (groundwater flow), který společně s podzemním odtokem tvoří bazální odtok (base flow). Pokud je však intenzita deště vysoká, může dojít k překročení infiltrační rychlosti a následnému povrchovému odtoku (tzv. hortonovský odtok). Příčinou vzniku povrchového odtoku však může být i překročení retenční kapacity tedy tzv. dunneho odtok. Také může nastat situace, kdy dojde k exfiltraci vody v nižších částech svahu (return flow), kdy se již jednou infiltrovaná voda vrací zpět na povrch a dále odtéká povrchově, jedná se o tzv. return flow (Beven 2012).

Obr. 2: Zjednodušené schéma srážko-odtokového procesu



Zdroj: Tarboton (2003)

Bayer et al. 2004 dále upozorňuje, že je třeba sledovat dvě transformace srážky: (i) průsak srážkové vody půdou a (ii) výtok z půdy na odtok z povodí. Podíl obou transformací na formování odtoku se mění dle probíhající fáze vodního režimu půd. Ve vodním režimu půd se střídají dvě fáze: perkolační – dešťová voda prosakuje půdou do transportní vrstvy, kterou protéká až do toku; akumulační – dešťová voda se v půdě hromadí, do transportní vrstvy nevteká. V obou fázích se uplatňují odlišné mechanismy tvorby odtoku. V perkolační fázi se doplňuje zásoba vody v transportním kolektoru. Voda z něj vytéká do toku a vytváří jako bezprostřední reakci na srážku průtokové vlny. V akumulační fázi vytváří základní odtok pomalu vytékající voda z transportního kolektoru.

### 2.1.2 Fyzickogeografické faktory ovlivňující srážko-odtokový proces

Nejdůležitějším faktorem při hodnocení odtokových poměrů je **klima** dané oblasti. Velikost odtoku je závislý na druhu srážek, jejich velikosti a na jejich plošném a časovém rozložení. Intenzivní deště s výskytem převážně v letních měsících mohou způsobit povodně hlavně v malých povodích, zatímco dlouhotrvající neboli regionální deště, ke kterým u nás dochází hlavně v létě a na podzim, zapříčiňují rozvodnění i na značně rozsáhlých územích. V zimě vpadávají srážky převážně ve formě sněhu, jenž se při nízkých teplotách akumuluje na povrchu, a vodnost toků, která je v tomto období závislá hlavně na zdrojích podzemní vody,

postupně klesá a průtoky jsou velmi nízké. Zvyšují se vlivem tání sněhu, proto je vodnost v zimě a na jaře ovlivněna hlavně teplotním režimem. Dalším klimatickým faktorem ovlivňujícím odtok, je výpar, který obecně vzrůstá s teplotou vzduchu. Proto v létě může snížit množství vody v povodí, a tím ovlivnit procentuální podíl povrchového odtoku z příčinné srážky. Hodnota dlouhodobé roční výšky výparu, tzv. klimatický výpar, se mění v závislosti na zeměpisné šířce a délce. Výpar klesá se vzrůstající relativní vlhkostí vzduchu. S růstem nadmořské výšky za normálních okolností roste srážkový úhrn a klesá výpar (nižší teplota vzduchu), vzrůstá tedy i velikost odtoku. Proto se i v České republice zvyšuje průměrný roční specifický odtok s rostoucí nadmořskou výškou, tj. klesá ve směru proudu toku (Kemel 1996).

**Půdní a geologické** poměry v povodí ovlivňují především množství infiltrované vody do půdy, a tím rozdělené množství vody získané ze srážek na plošný odtok povrchový a plošný odtok podzemní. Nepropustné horniny nebo horniny, z nichž vznikají nepropustné zvětraliny, způsobují rychlý povrchový odtok a v území je pak nedostatek podzemní vody. Vsakování dešťové vody samozřejmě ovlivňuje i množství a intenzita srážek. Do suché půdy je vsakování nejvyšší, ale až po navlhnutí povrchu půdy. Méně intenzivní deště se mohou do půdy vsáknout téměř úplně, ale při vysoké intenzitě deště velká část vody odtéká povrchovým odtokem. Značný vliv má tedy i počáteční vlhkost půdy. Postupně největší infiltrace v čase klesá. Postupně se naplní všechny póry v zemině a rychlost vsaku se ustálí na hodnotu hydraulické vodivosti v nasyceném prostředí. Zamrznutí půdy zamezí vsaku takřka úplně (Starý 2005). Fyzikální vlastnosti půdy tak mají zásadní vliv na intenzitu vsaku do půdy. Ta roste s množstvím nekapilárních pórů v půdě. Propustné půdy umožňují vsak srážkové vody do nižších horizontů, zvětšuje se tak zásoba podzemních vod, která je hlavním zdrojem vodnosti v takových oblastech. Režim těchto toků bývá vyrovnaný, s poměrně nízkými povodňovými průtoky a s dostatkem vody i v období dlouhotrvajícího sucha (Kemel 1996).

Další faktory ovlivňující odtok jsou **topografické** a **hydrografické** poměry. Říční systémy úzce souvisí s geologickou stavbou povodí a se stádiem vývoje reliéfu daného území. Výsledkem této dlouhotrvající činnosti je vznik údolní sítě. V tomto případě jsou nejvýznamnějším parametrem sklonitostní poměry v povodí (Trizna 2012). Větší sklony znamenají rychlejší stékání vody a menší možnost vsakování. Naopak v plošším území se možnost vsaku a výparu zvyšuje v důsledku delšího zadržení vody. V horských oblastech ovlivňuje reliéf i tání sněhu (expozice), díky čemuž sníh odtává postupně v jednotlivých částech povodí. Dalším faktorem je také např. hustota říční sítě, jež závisí mimo jiné na nadmořské výšce. Větší sklonitost a vyšší srážkové úhrny umožňují vznik členitějšího terénu

erozí. Proto je v těchto oblastech zpravidla větší hustota říční sítě, tedy i větší možnost povrchového odvodnění. Nižší hustotu najdeme u oblastí s propustnějšími půdami, kde se voda lépe infiltruje a povrchový odtok zde nebývá výrazný (Kemel 1996).

Další významnou složkou je **vegetační kryt**. Vzhledem k celkové složitosti působení jsou rozdílné názory na vliv vegetačního pokryvu na odtok. Půda zakrytá vegetací je odolnější proti erozi, a proto je takový kryt vodohospodářsky výhodný. Vegetace zdrsňuje povrch a tím zmenšuje rychlost odtoku a zvyšuje vsakování. Přijímá prosáklou vodu z půdy pro transpiraci a vrací ji do ovzduší. Nejdůležitějším z vegetačních činitelů je les. Nesporný je vyrovnávací účinek lesního porostu na rozdělení odtoku, zejména na snížení velkých vod. Příznivé účinky jsou však podmíněny správnou polohou a skladbou lesa. Nejlépe působí smíšený les, ve kterém je půda chráněna dobrým zápojem porostu a dostatečnou vrstvou humusu. Nejméně vody z dlouhotrvajících srážek zadrží smrkové porosty (Starý 2005).

### **2.1.3 Hydrologický režim pramenné oblasti Vydry**

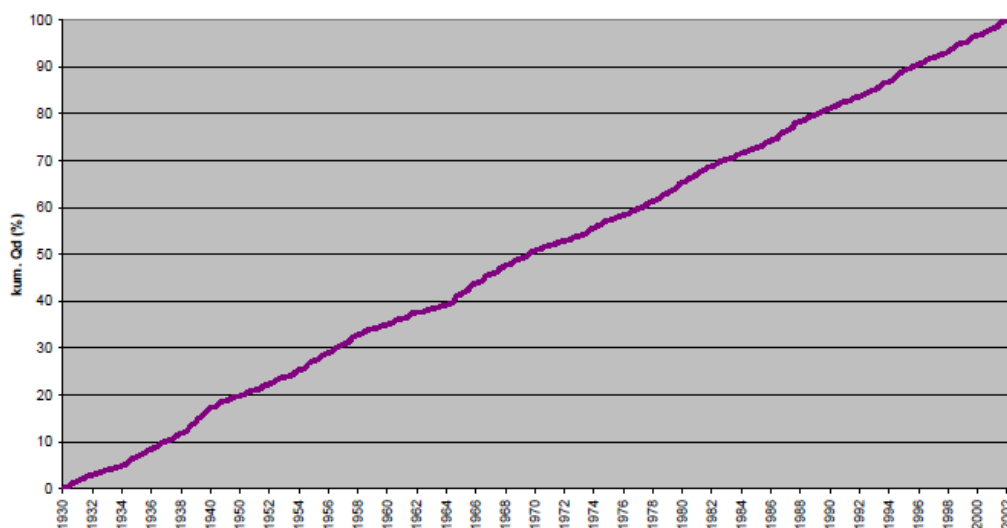
Horská povodí jsou specifická svou rychlou odtokovou odezvou na srážkové události. Objem odtoku je primárně zapříčiněn množstvím srážek a retenční kapacitou povodí. Poté se přidávají další důležité faktory např. předchozí nasycenost povodí, půdní charakteristiky atd. (Kostka, Holko 2002).

Pramenné oblasti vodních toků představují zdrojová území formování odtoku. Pro efektivní řešení otázek a realizaci postupů souvisejících se zpomalováním odtoku a zvyšováním retence vody v území je nutné zabývat se studiem jednotlivých složek krajiny již u samého zrodu vodních toků, v těch nejexponovanějších částech pohraničních pohoří. V té souvislosti je třeba se detailně zabývat posouzením odtokových poměrů v pramenných oblastech s přihlédnutím k místním specifikům. Jenom tak je možné důkladně pochopit proces tvorby odtoku v konkrétním území a minimalizovat vstupní nejistoty do dalších fází řešení. Pramenné oblasti jsou velmi heterogenní území z hlediska fyzicko-geografických i socio-ekonomických aspektů a těm je třeba se přizpůsobit. Území české části Šumavy není výjimkou, ba naopak. Významným, a nikoliv jediným, specifikem je existence významných ploch vrchovištních komplexů, které tak představují ekologický fenomén zdejší krajiny. V konkrétním území pramenné oblasti Otavy je proto klíčové věnovat se mimo jiné vlivu tohoto jevu na hydrologický režim zdejší krajiny a tvorbu odtoku (Kocum 2012). Až po soutok Vydry a Křemelné (plocha povodí 317,305 km<sup>2</sup>) zaujímají hydromorfní půdy rozlohu celkem 50,17 km<sup>2</sup>, tj. 15,81% z celkové plochy povodí. Největší rozlohu zaujímají rašeliniště

a hydromorfní půdy v povodí Vydry, kde celkové zarašelinění zaujímá rozlohu 42,08 km<sup>2</sup>, tj. 27% z plochy povodí z toho například v povodí Roklanského potoka 40%, Modravského p. 36%, Filipohuťského p. 32%, Hamerského p. 16% (Janský 2004).

Povodí horní Vydry je typickým příkladem horského vodního toku Šumavy s nevyrovnanými spádovými poměry. Zatímco horní části odvodňují ploché šumavské pláně, v dalším úseku nabývá řeka bystřinný charakter a hluboce se zařezává do svahů (Němec, Hladný eds. 2006). Otava je charakteristická velkou upraveností hydrografické sítě. Ovšem povodí horní Vydry je naopak považováno za antropogenně neovlivněné. Z analýzy součtových čar (graf 1) vyplývá, že profil Vydra-Modrava nevykazuje výrazné změny v odtokovém režimu (Kliment, Matoušková 2007).

Graf 1: Jednoduchá součtová čára profil Vydra-Modrava



Zdroj: Kliment, Matoušková (2007)

Obecně lze odtokový režim označit jako jednoduchý s výrazným maximem v období jarního tání sněhové pokrývky (březen-červen), viz obr. 14. Konkrétně je maximum v rámci roku v dlouhodobém průměru dosahováno na počátku května. Průtoková minima se pak vyskytují na konci února a druhotně v říjnu. Variabilita průměrných denních průtoků je nejvyšší v období tání sněhu, významnou rozkolísanost odtoku lze pozorovat i během letního období vzhledem k větší četnosti výskytu intenzivních dešťových srážek. Tato skutečnost se ovšem neprojevuje na variabilitě průměrných měsíčních průtoků, což je patrně zapříčiněno krátkou dobou trvání těchto srážkových epizod. Dlouhodobý průměrný průtok po soutoku obou potoků v profilu Vydra-Modrava v období 1. 11. 1930 – 31. 10. 2008 činí 3,406 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> (Kocum 2012). Graf 2 ukazuje denní chod průtoků včetně základních charakteristik variability odtoku v profilu Vydra-Modrava.

Graf 2: Vývoj průměrných denních průtoků v profilu Vydra-Modrava v období 1.11.1930-31.10.2008



Zdroj: Kocum (2012)

V tab. 1 jsou dále uvedeny základní charakteristiky variability odtoku v profilu Vydra-Modrava. Pramenná oblast Otavy je dlouhodobě v zájmu PřF UK, proto byla bližší hydrologická charakteristika již zpracována např. v pracích Kocum (2012), Čurda (2009), nebo Kliment, Matoušková (2007).

Tab. 1: Základní charakteristiky variability odtoku v profilu Vydra-Modrava v období 1.11.1930-31.10.2008

<b>dlouhodobý průměrný průtok [<math>\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}</math>]</b>	3,406
<b>minimální průměrný denní průtok [<math>\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}</math>]</b>	0,200 (16.2.1963)
<b>maximální průměrný denní průtok [<math>\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}</math>]</b>	82,000 (8.7.1954)
<b>specifický odtok [<math>\text{l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}</math>]</b>	37,982
<b>roční objem odtoku [<math>\text{km}^3</math>]</b>	0,107
<b>odtoková výška [mm]</b>	1199
<b>medián</b>	2,3
<b>rozptyl</b>	13,256
<b>decilová odchylka D (<math>Q_d</math>)</b>	0,624
<b>variační koeficient <math>C_v</math> (<math>Q_d</math>)</b>	1,069
<b>variační koeficient <math>C_m</math> (<math>Q_m</math>)</b>	0,414
<b>koeficient variability <math>K_r</math> (<math>Q_m</math>)</b>	3,792

Zdroj: Kocum (2012)



## **2.2 Současný stav poznání horských vrchovišť**

### **2.2.1 Hydrologická funkce horských vrchovišť**

Komplex Modravských slatí se vyznačuje největším množstvím organogenních jezer v Česku. V centrální části Šumavy se nachází asi 200 jezer při celkové rozloze 3615 ha (Němec, Hladný eds. 2006). Otázka hydrologické funkce rašeliniště však není zcela jednoznačně zodpovězena. Vliv rašeliniště na hydrologický režim byl dříve vnímán jednoznačně pozitivně. Postupem času a přibýváním výzkumů rašelinišť v různých částech světa se zjistilo, že funkci rašelinišť nelze tak snadno generalizovat, protože rašeliniště se mnohdy chovala jinak, než se předpokládalo. Jisté je, že hydrologická funkce rašelinišť je značně závislá na celé řadě faktorů, zejména na druhu a stavu rašeliniště, míře antropogenního ovlivnění a na fyzickogeografických parametrech (Janský, Kocum 2008). Je možné, že vliv rašeliny byl v posledních letech mírně přeceňován. Byl např. zjištěn poměrně malý vliv zimních sněhových srážek při nadlepšování průtoků v letní polovině roku a naopak výrazné uplatnění letních přívalových dešťů. Při naplnění horských vrchovišť na plnou vodní kapacitu byl přitom registrován rychlý vzestup odtoků. Rovněž při déletrvajícím období sucha se rašeliniště neprojevují hydrologicky pozitivně. To znamená, že nenapájají vodní toky. Naopak tyto práce konstatují zlepšení hydrologického režimu toků po provedeném odvodnění a zkulturnění rašelinišť. Jako jednoznačně negativní je hodnocen vliv rašelinišť na kvalitu vody v tocích, přičemž intenzita znečištění souvisí s jejich rozlohou a kubaturou v povodí. Ještě větším problémem je ovlivnění kvality vody v nádržích, při jejichž napouštění došlo k zatopení rašelinišť a slatin (Janský 2004).

Rašeliniště bylo v minulosti velmi často chápáno jako regulátor průtoků a vodní rezervoár, ze kterého je napájen vodní tok. V této době existovala tzv. „houbová teorie“. Ta říkala, že v době nadbytku srážek jsou rašeliniště schopny nasát a zadržet velké množství vody, kterou poté vypouští do vodních toků. Tím dochází k vyrovnávání průtoků, ke snižování maximálních odtoků zejména při tání sněhu a naopak ke zvyšování minim v suchých letních obdobích. Tato domněnka vznikla po zjištění, že rašelina je schopna pojmout neobyčejné množství vody, podzemní voda sahá v rašeliništích až téměř k povrchu, a že téměř z každého rašeliniště vytéká potok (Ferda 1969). Ovšem již v 60. a zejména v 70. letech 20. století se objevují práce, které tuto teorii vyvrací. V Česku tento názor zastával např. Ferda (1969). Ze světové literatury lze ze stejného období jmenovat např. Burke (1973), Burke (1975) nebo Moklyak et al. (1975).

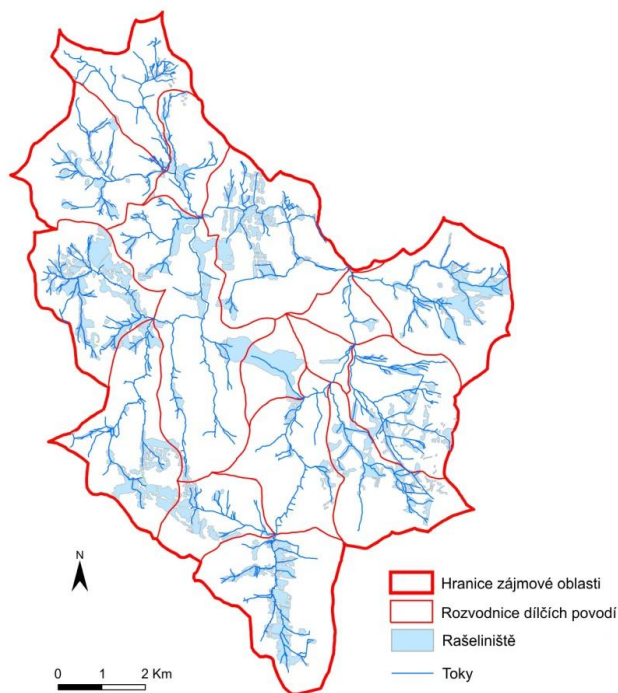
Nejnovější studie pocházející z pramenné oblasti Otavy, poukazují na fakt, že výskyt rašelinišť v povodí výrazně zvyšuje extremitu odtoku. Což prokazuje i analýza, která potvrdila velmi silnou závislost extremity povodně na podílu plochy rašelinišť v povodí. Výraznou extremitu vykazovaly při povodni zejména Cikánský potok a Rokytka. Zvlášť významné je pak zvýšení extremity povodní u toků, které prošly revitalizačními opatřeními. Tyto úpravy tak dle stanovených hypotéz do jisté míry stabilizují rozkolísanost odtoku z hlediska jeho ročního průběhu a vykazují vyrovnávací účinek v období průměrných vodností. Zjištěné poznatky ale rovněž poukazují na fakt, že při povodňových událostech mohou revitalizační opatření představovat i negativní jev. Jejich existence v povodí a korytě toku dokáže vyrovnávat průtoky pouze do určité úrovně extremity, resp. N-letosti. Jakmile je určitá úroveň vodního stavu, resp. průtoku, překročena, dochází ve většině případů naopak ke zvýšení odtokové extremity (Čurda, Janský, Kocum 2011). Revitalizační opatření tedy výrazně přispívají ke snížení rozkolísanosti průtoků při průměrných a nižších stavech průtoku, v případě vyšší vodnosti zapříčiněné intenzivními srážkami však má pravděpodobně vliv těchto hrazení, které zadržují vodu v povodí, negativní dopady na retenční kapacitu území. Po překročení retenční kapacity těchto hrazení dochází k prudkému a rychlému vzestupu průtoků, které dosahují vyšší extremity (Čurda 2009).

Otázka hydrologické funkce rašelinišť v povodí horní Otavy byla znovu otevřena po roce 2005 (Janský, Kocum, 2008; Čurda 2009; Čurda, Janský, Kocum, 2011; Vlček 2011; Vlček et al. 2012; Kocum 2012). Impulsem k výzkumu byly novodobé výsledky studií ohledně revitalizačních opatření rašelinišť z jednotlivých částí světa a možnost využití moderních přístupů k hodnocení vlivu vrchovištních komplexů na tvorbu odtoku. Byla nastolena hypotéza, že hydraulické spojení mezi horskými vrchovišti a povrchovými toky je omezené a souvisí se specifickými geomorfologickými poměry v povodí Vydry. Toky mají velký sklon a jsou hluboce zaříznuté do okolního reliéfu, přičemž svými údolními dny často zasahují pod bazální úroveň vrchovišť, z nichž většina je svahového typu (Kocum 2012).

V současnosti může studium hydrologického režimu rašelinišť využívat i nových přístupů. O míře zapojení rašelinišť do odtokového procesu lze uvažovat i s přihlédnutím k ovlivnění jakosti vody resp. iontovému složení vod. V suchých obdobích klesá nebo téměř ustává odtok vody z rašelinišť, což se projevuje ve zlepšení jakosti vody v tocích, které je drénují nebo jsou z nich zásobovány občasnými přítoky. V případě, že by tedy rašeliniště v suchých obdobích nadlepšovaly průtoky, jak to uváděli někteří autoři, muselo by se to projevit ve změně kvalitě vody. Naopak ke změně jakosti vody v tocích dochází během

letních dešťových period či jarního tání sněhu, kdy jsou rašelinná ložiska plně saturována vodou a ta přetéká z jejich okrajů do koryt toků (Janský, Kocum 2008). Detailní popis vývoje názorů na hydrologickou funkci horských vrchovišť je uveden v bakalářské práci autora (Doležal 2013). Obr. 3 ukazuje rozložení rašelinišť v povodí Vydry.

Obr. 3: Výskyt rašelinišť v povodí Vydry



Zdroj: Kocum (2012)

Tématem hydrologické funkce horských vrchovišť a jejich revitalizačními opatřeními se zabývá i celá řada zahraničních studií. Převládají především studie z Velké Británie, která je z hlediska odvodnění rašelinišť jednou z nejvíce postižených zemí. Autoři těchto studií se vesměs také shodují, že rašeliniště přispívají k extremitě odtoku (Rachmunder et al. 2012; Holden 2004; Holden et al. 2011; Ballard 2011; Wilson et al. 2011).

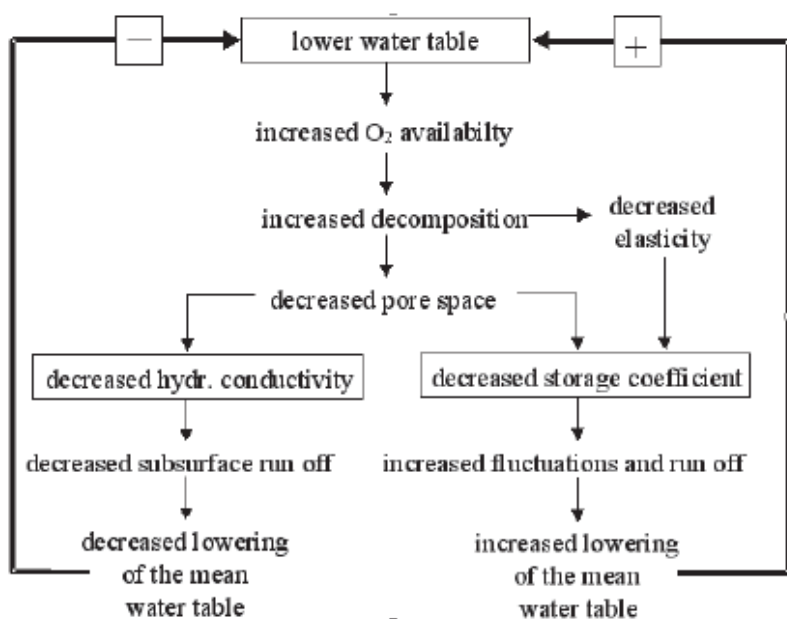
### 2.2.2 Kolísání hladiny podzemní vody v rašeliništi

Kolísání hladiny podzemní vody v organozemi je velmi důležitým faktorem při hodnocení odtoku vody. V nenarušeném rašeliništi se podzemní voda nachází po většinu roku velmi blízko k povrchu a fluktuace vody je výrazně omezena. Změny hladiny podzemní vody se týkají zejména svrchní vrstvy rašeliniště tzv. akrotelmu, který se vyznačuje vyšší pórovitostí. Naopak v nižší vrstvě (katotelmu) se nachází více rozložený organický materiál s menšími póry a nižší hydraulickou vodivostí, tudíž je zde pohyb vody výrazně omezen.

Kombinace vlastností akrotelmu a katotelmu tak vytváří z rašelinišť významnou zásobárnu vody s unikátním hydrologickým režimem v krajině (Holden et al. 2011). Hladina podzemní vody je rozhodující pro vývoj rašeliniště, jelikož určuje druhovou skladbu daného stanoviště a až nedostatek rozpuštěného kyslíku v hloubce zajišťuje zastavení dekompozičních procesů a akumulaci rašeliny (Labadz et al. 2010).

Výška hladiny podzemní vody také ovlivňuje průtoky, kvalitu vody, množství uhlíku vázaného v půdě a druhovou skladbu vegetace. Přičemž hladinu podzemní vody nejvíce ovlivňuje množství srážek, evapotranspirace, topografie a v lokálním měřítku také pórovitost rašeliny a hydraulická konduktivita (Allot et al. 2009). Pokud je hladina podzemní vody příliš hluboko pod povrchem, kyslík se v rašeliništi dostává do nižších vrstev a opět dochází k dekompozici (viz obr. 4). To poté vede ke změnám pórovitosti, hydraulické konduktivity, změnám odtokových charakteristik atd. (Joosten, Clarke 2002).

Obr. 4: Změny v rašeliništi způsobené nízkou hladinou podzemní vody

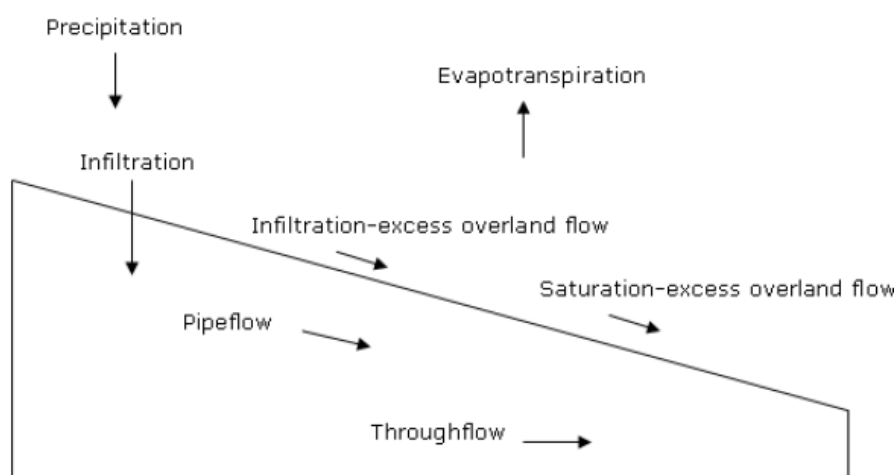


Zdroj: (Joosten, Clarke 2002)

Organozem má z hlediska pedologie zásadní vliv na retenční potenciál v krajině a z celkového pohledu výrazně podporuje rozkolísanost průtoků. V době kdy je nízká hladina podzemní vody vrchoviště vytvoří značný retenční potenciál krajiny. Ovšem už průměrné a nejčastější hodnoty hladiny podzemní vody vytvoří z vrchoviště plochu s nejmenší retencí v povodí. Přímé faktory, které ovlivňují celkovou retenci vody, jsou měřitelné: hloubka půdy, pórovitost nebo plná vodní kapacita a skeletovitost. Ostatní faktory tvoří komplex různě velkých sil, které ovlivňují zmíněné parametry. U vegetace a sklonu nelze jednoznačně

prokázat přímý vliv, protože obě tyto složky se vzájemně ovlivňují. Vliv vegetace a sklonu na retenci vody je nesporný, ale jednoznačně nelze říci „větší sklon = menší retence“. Obě složky se navíc mohou vzájemně rušit. Když se vrchoviště odvodnilo, zmenšila se podle zjištění rozkolísanost průtoků, ovšem sukcesí vrchoviště za určitou dobu zaniklo. Pokud by se hladina podzemní vody cíleně regulovala a snižovala v době potřeby, mohl by být retenční potenciál využit, aniž by byla ohrožena samotná existence vrchoviště. Ostatně když pravidelné výkyvy hladiny podzemní vody jsou součástí vrchoviště (Vlček 2011). Vodou nasycené organozemě tak mohou působit jako urychlovače odtoku. I když organozemě mají obrovský retenční prostor pro vodu, kterou postupně uvolňují do toků, ve stavu vodního nasycení se jejich retenční prostor neuplatňuje (Šefrna 2004). Zjednodušený model odtoku vody z rašeliniště je zobrazen na obr. 5.

Obr. 5: Zjednodušený model odtoku vody z rašeliniště



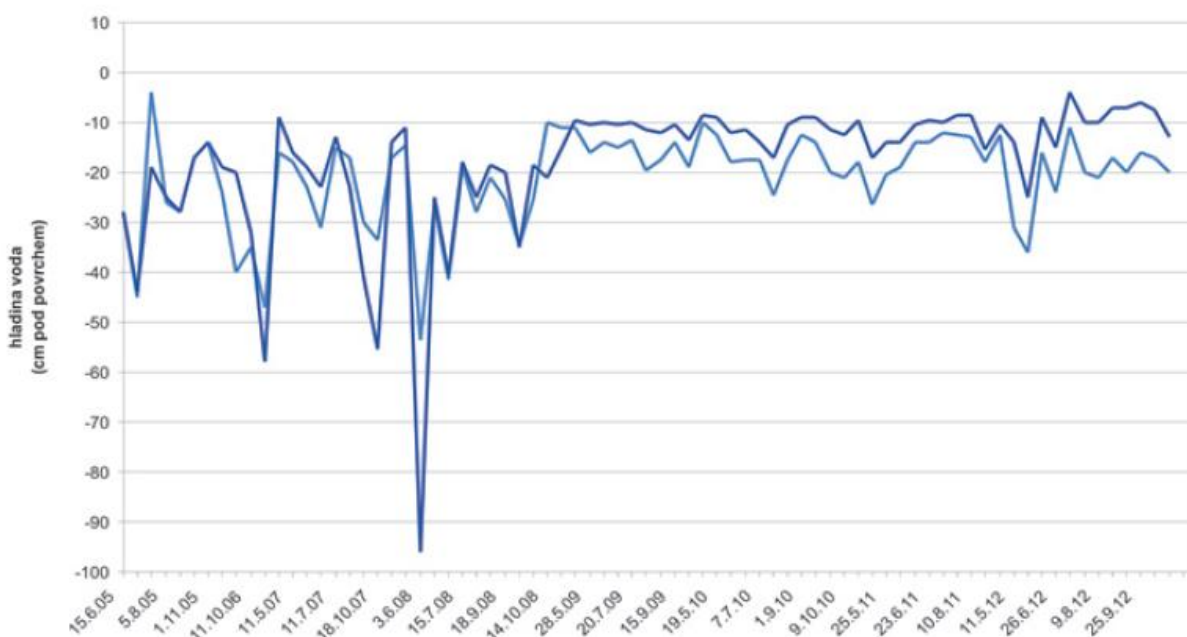
Zdroj: Labadz et al. (2010)

Dynamika hloubky hladiny podzemní vody během vegetační sezony je značná a na změně se projeví i menší srážka. Rychlost poklesu hladiny může dosahovat 2 až 3 cm za den. Reakce rašeliniště na srážky je velmi rychlá. Hladina podzemní vody se začíná zvyšovat téměř bezprostředně po výraznější srážce. Zároveň je patrný rychlejší pokles v letních měsících než v měsících zimních (Vlček et al. 2012). Hladina podzemní vody má v řadě typů rašelinišť výraznou sezónní i meziroční dynamiku. Relativně stabilní hladina bývá jen na rašeliništích syčených pramennou nebo artézskou vodou. Naopak vrchoviště a zalesněná rašeliniště závislá pouze na dotaci srážkovou vodou vykazují během letních přísušků výrazný pokles hladiny podzemní vody. V zimních měsících dochází k akumulaci pevných srážek na povrchu rašeliniště, které je zpravidla zamrzlé. Přesto voda nezamrznuté části stále odtéká, a

tak můžeme pozorovat mírný pokles hladiny během jarního tání. (Kučerová, Kučera, Hájek 2009).

Rašeliništní vegetace reaguje velice citlivě na malé změny vodního režimu. Dlouhodobý pokles či vzestup hladiny může vyvolat sukcesní změny. Povrch rostoucích vrchovišť z většiny pokrývá koberec rašeliníků, které jako zástupci mechorostů nemají ani kořeny ani vodivá pletiva, a veškerý transport vody zde probíhá pouze pomalou difuzí. V delších obdobích bez srážek pak osychají hlavičky rašeliníků. Tím se zvyšuje albedo, snižuje se výpar a vzrůstá přízemní teplota. V noci pak vlivem nízké tepelné vodivosti organozemí je tok tepla z půdy velmi malý, a proto i teploty klesají níže než u ostatní vegetace. To poté způsobuje i vyšší výkyvy v evapotranspiraci (Kučerová, Kučera, Hájek 2009). Na Šumavě byl také prováděn výzkum vlivu revitalizačních opatření na výšku hladinu podzemní vody. Dlouholetý monitoring lokality Schachtenfilz dokládá, že hladina podzemní vody je po provedení revitalizačních opatření výrazně výše a amplituda kolísání se výrazně snížila (viz graf 3). Revitalizace byla provedena na podzim roku 2008 (Bufková 2013).

Graf 3: Průběh kolísání hladiny podzemní vody na rašeliništi Schachtenfilz 2005-2012

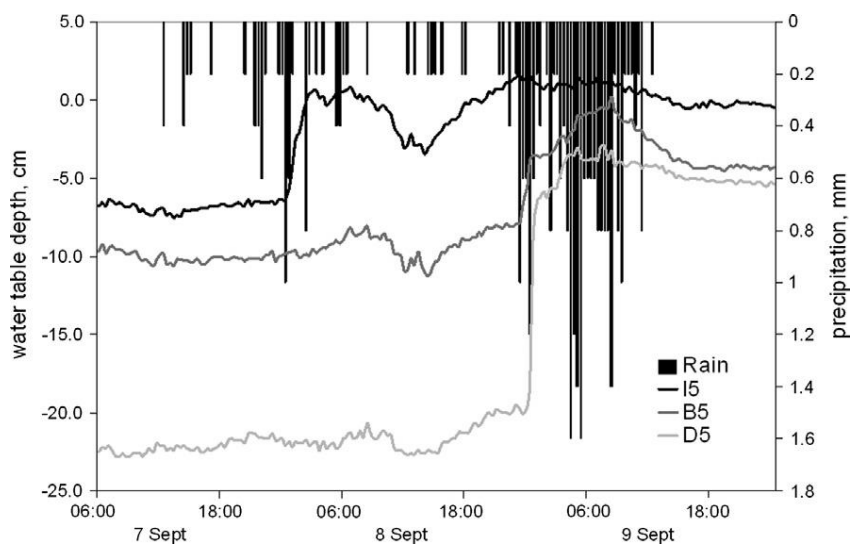


Zdroj: Bufková (2013)

Snížením hladiny podzemní vody v rašeliništích s narušeným hydrologickým režimem se zabývá např. práce Holden et al. (2011), který porovnával změny ve výšce hladiny podzemní vody během výraznějších srážkových událostí na rašeliništích ve Velké Británii. Graf 4 jasně dokazuje, že výška hladiny podzemní vody se u nedotčených rašelinišť mění jen

minimálně a celkově se nachází blíže k povrchu. Na rozdíl od odvodněných a revitalizovaných rašelinišť.

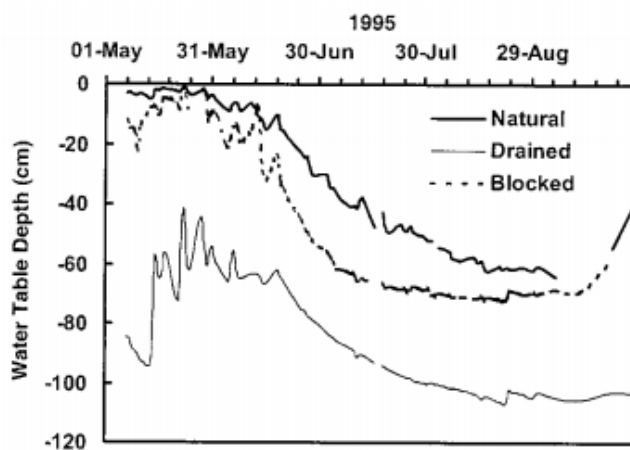
Graf 4: Porovnání fluktuace podzemní vody na nedotčených (I), revitalizovaných (B) a odvodněných (D) rašeliništích



Zdroj: Holden et al. (2011)

Rozdíly mezi nedotčeným, revitalizovaným a odvodněným rašeliništěm sledoval i Price et al. (2003) v lokalitě Lac St. Jean v Quebecu v Kanadě. I jeho výsledky podporují poznatek, že v nedotčených rašeliništích je hladina podzemní vody nejvýše. V odvodněných, ale revitalizovaných částech rašeliniště je hladina podzemní vody mírně níže a nejhorší situace je na částech, kde revitalizace neproběhla (viz graf 5).

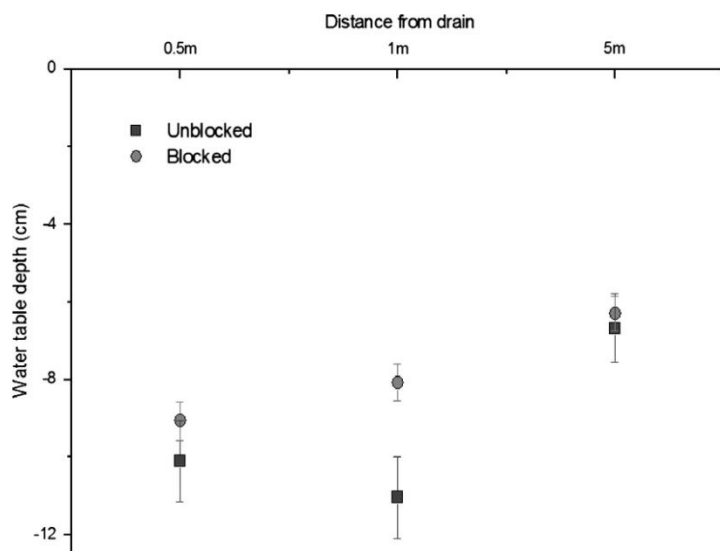
Graf 5: Porovnání výšky hladiny podzemní vody v odvodněné, revitalizované a nedotčené části rašeliniště



Zdroj: Price et al. (2003)

Nestabilita hladiny podzemní vody v rašeliníšti může mít hned několik negativních projevů: (i) rašeliníště je náchylnější k degradaci (ii) vyšší pravděpodobnost eroze kvůli zrychlenému odtoku (iii) změny kvality vody (iv) změny evapotranspirace (Binet et al. 2013). Je velmi důležité, aby i v obdobích sucha byla hladina podzemní vody co nejbližší k povrchu, což má vliv na růst vegetace a množství rozpuštěného organického uhlíku. Některé studie naznačují vysoký stupeň zpětné vazby mezi růstem vegetace a stabilitou hladiny podzemní vody. S vyšším pokrytím vegetací se zároveň zlepšuje samoregulační schopnost rašeliny. Dochází totiž k udržení vyšší vlhkosti vzduchu pod vegetací a tím se snižuje evaporace. Také studie Wilsona (2011), který studoval rašeliníště ve středním Walesu, prokázala, že po přehrazení odvodňovacích kanálů se hladina podzemní vody drží blíže k povrchu a je mnohem stabilnější. Ovšem také poukazuje na to, že v určité vzdálenosti od odvodňovacího kanálu se již tyto rozdíly výrazně zmenšují (viz graf 6).

Graf 6: Průměrné hodnoty výšky hladiny podzemní vody v rašeliníšti v závislosti na vzdálenosti od odvodňovacího kanálu před a po provedení revitalizace

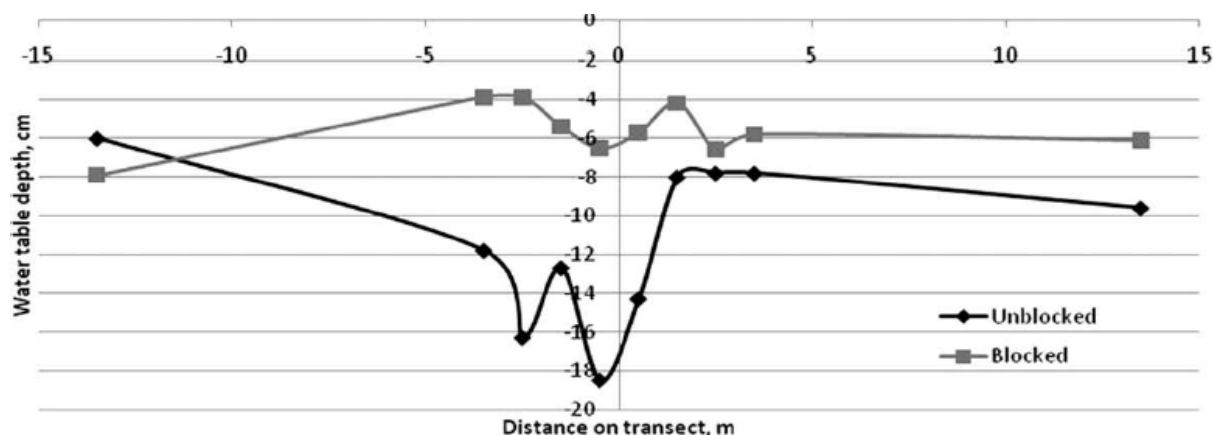


Zdroj: Wilson (2011)

Podobné výsledky přináší i výzkum Armstronga et al. (2010) ze severní Anglie a severního Irska, který sledoval hladinu podzemní vody na přehrazeném odvodňovacím kanálu. Na přehrazeném místě je hladina podzemní vody po obou stranách odvodňovací rýhy výrazně výše a její amplituda je nižší (viz graf 7). Shoduje se také s tvrzením Wilsona (2011), že ve vzdálenosti několika málo metrů od odvodňovacího kanálu již hladina podzemní vody není drenážním systémem ovlivňována.



Graf 7: Průměrné hodnoty hladiny podzemní vody po obou stranách odvodňovacího kanálu na revitalizovaném a nerevitalizovaném místě



Zdroj: Armstrong et al. (2010)

S podobnými výsledky se shoduje i další výzkum z Anglie, kde bylo taktéž zjištěno, že v revitalizovaném místě se hladina podzemní vody drží přibližně v průměru o 9 cm výše, než na místě bez revitalizace. Zároveň bylo prokázáno, že nezáleží na sezonalitě, jelikož rozdíl byl velmi podobný po celý rok (Worrall et al. 2007).

Další výzkum s obdobnými výsledky proběhl i v jižním Finsku. I zde byla hladina podzemní vody výrazně zvýšena. Nicméně Happalehto et al. (2010) poznamenává, že při dlouhodobém odvodnění mohou nastat nevratné změny fyzikálních vlastností rašeliny a obnova takového prostředí zpravidla bývá pomalejší. To dokládá i další výzkum z lokality Moor House ve Velké Británii, kde bylo zjištěno, že k podobným změnám může docházet i při dlouhotrvajícím suchu. Při dlouhodobém výrazném snížení hladiny podzemní vody vlivem sucha je pozdější návrat k původnímu stavu velmi pomalý. To ukazuje na určité fyzikální změny, které probíhají v rašelinných vrstvách v důsledku vysychání, a ovlivňují tak hydrologické procesy lokality (Evans et al. 1995).

Obecně lze říci, že revitalizační opatření rašelinišť má za následek zvýšení hladiny podzemní vody a snížení její amplitudy. Stejného výsledku bylo docíleno i např. na rašeliništi Schachtenfilz, kde se průměrná hladina podzemní vody zvýšila především v porostech keříčkové vegetace na otevřeném vrchovišti a v lesním porostu rašelinných a podmáčených smrčín. Hladina podzemní vody na vrchovišti pod trávníky se suchopýrem trsnatým se po revitalizaci držela přibližně na stejné úrovni, ovšem i její kolísání bylo utlumeno. Po revitalizaci také může docházet ke změnám hydrochemismu a to zejména změny koncentrací  $\text{PO}_4$ , Al, Fe a konduktivity (Buřková, Stíbal 2012).

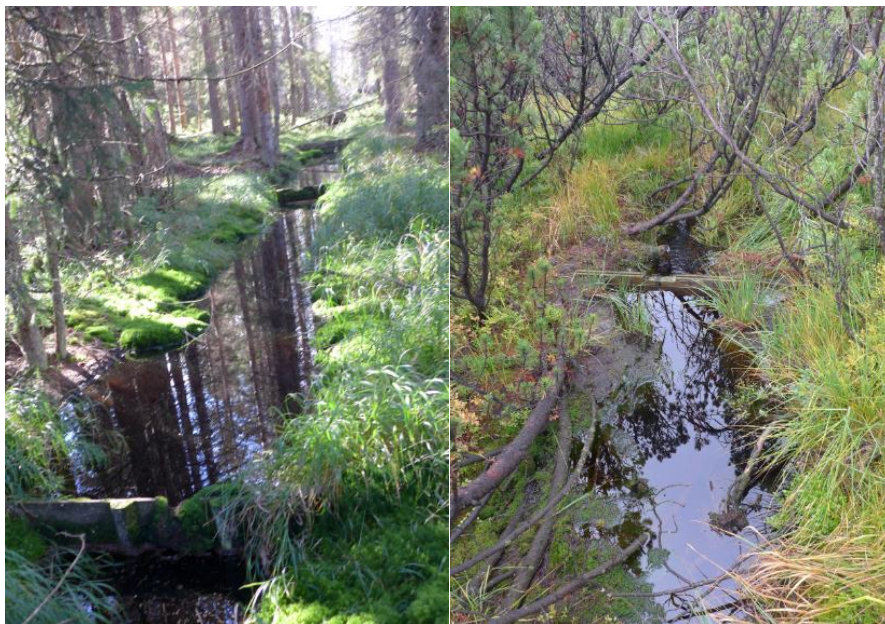
### 2.2.3 Antropogenní ovlivnění rašelinišť

Nejvýznamnější změny na šumavských rašeliništích byly způsobeny snahami o jejich odvodnění a vysušení. Okolí rašelinišť i samotná rašeliniště byla tradičně odvodňována za účelem těžby rašeliny, kultivace zemědělské půdy nebo pro zvýšení produkce dřeva v podmáčených lesních porostech. Rozsah povrchových kanálů byl přitom značný již na přelomu 19. a 20. století, a to i v poměrně odlehlých příhraničních partiích Šumavy. Odvodňovací rýhy z tohoto období jsou na mnohých místech patrné dodnes a často posloužily jako vodítka pro mnohem důkladnější meliorace prováděné v nedávné minulosti, zejména v rámci procesu tzv. intenzifikace v 70. a 80. letech 20. století. Inventarizační průzkumy provedené v uplynulých letech ukázaly, že odvodněním je na Šumavě v různé míře poznamenáno téměř 70 % rašelinišť. Jakkoliv jeho intenzita není všude stejná a leckde drenážní systémy fungují jen málo nebo vůbec, jejich souhrnný dopad na rašeliniště v území je velmi citelný. Ukázalo se, že poškození má většinou dlouhodobý charakter a vyvolané změny mohou probíhat i dlouho po provedení zásahu (Bufková 2013). Obecně můžeme shrnout, že odvodnění rašelinišť má čtyři hlavní důvody: (i) získání zemědělské půdy (ii) vytvoření ploch pro zalesnění (iii) poptávka po rašelině v zahradnictví nebo pro výrobu energie (iv) a protipovodňová opatření (Holden et al. 2011). Jeden z posledních výzkumů ve Velké Británii přináší Ballard a kol. (2011). Říká, že otevřený systém odvodňovacích kanálů způsobí hlavně rychlý povrchový odtok, rychlejší kulminaci a také jsou zde větší změny ve výšce hladiny podzemní vody. Cílem je aby se po revitalizaci snížily všechny tyto problémy. Ovšem to je závislé na drenážní hustotě, hydraulické vodivosti, vlastnostech rašeliny a topografii. To dokládá ve své studii i Rachmunder et al. (2012), který poznamenává, že umělé odvodnění rašelinišť zvyšuje kulminační průtoky v době vysokých srážek a naopak v době sucha snižuje bazální průtok.

Pokles hladiny vody spolu se změnami trofie prostředí a následné změny ve složení vegetace dále prohlubují degradaci ekosystému. Degradací procesy probíhají zpočátku nenápadně, formou stupňujících se poklesů hladiny vody. Hladina vody klesá hlouběji a častěji než před zásahem a prodlužuje se doba prosychání a provzdušnění zasažených vrstev rašeliny. Vyvolané změny jsou pomalé, ekosystém reaguje se značným zpožděním a degradace má pozvolný, plíživý charakter. Zřetelné změny se zpravidla projeví až s odstupem, kdy celý proces degradace je již rozvinut. Kromě toho degradační procesy a s nimi spojené sukcesní změny obvykle probíhají i dlouho po vlastním provedení rušivého zásahu. V současné době se proto ve světě všeobecně přistupuje k aktivní ochraně narušených rašelinišť, jejímž cílem je zastavení probíhajících degradačních změn a obnovení podmínek blízkých

přírodnímu stavu lokalit (Bufková 2006). Informace o antropogenním narušení rašelinišť a následných revitalizačních opatření v pramenné oblasti Otavy jsou poměrně často diskutovanou problematikou (Bufková 2006; Bufková 2013; Bufková, Stíbal, Mikulášková 2010; Kocum 2012 atd.) Obr. 6 ukazuje revitalizační opatření rašelinišť přehrazením odvodňovacích kanálů.

Obr. 6: Ukázka revitalizačních opatření horských vrchovišť – vlevo Cikánská slat', vpravo Rokytecká slat'



Zdroj: Foto autor

Narušení rašelinišť lidskou činností souvisí s jejich přímou exploatací jako zdroje nebo se snahou přeměnit rašeliniště na plochu, která přináší větší hospodářský užitek (zemědělství, lesnictví, technické účely). Výsledkem poškození je gradient, který sahá od takřka nezasažených rašelinišť s aktivním ukládáním humolitu po zcela degradovaná ložiska. Tento gradient odráží jednak intenzitu lidských zásahů, jednak vodní režim na rašeliništích (Horn 2009). Nejen v Česku se můžeme setkat s problémem odvodnění rašelinišť. Například Velká Británie je jednou z nejvíce odvodněných zemí v Evropě. Toto odvodnění hraje podstatnou roli v historii jejího zemědělství, více než polovina zemědělsky využívané plochy se totiž nachází na odvodněných půdách. Mezi další země postižené odvodněním rašelinišť by patřilo např. Rusko, Finsko nebo Nizozemsko. (Holden et al. 2004). Antropogenní narušení rašelinišť je často diskutovaným problémem i v zahraniční literatuře (Moklyak et al. 1975; Holden et al. 2004; Holden 2005; Holden et al. 2011; Limpens et al. 2008; Wilson et al. 2011 atd.) Blíže bylo antropogenní ovlivnění rašelinišť popsáno také v bakalářské práci (Doležal 2013).

## 2.2.4 Ochrana a revitalizační opatření rašelinišť

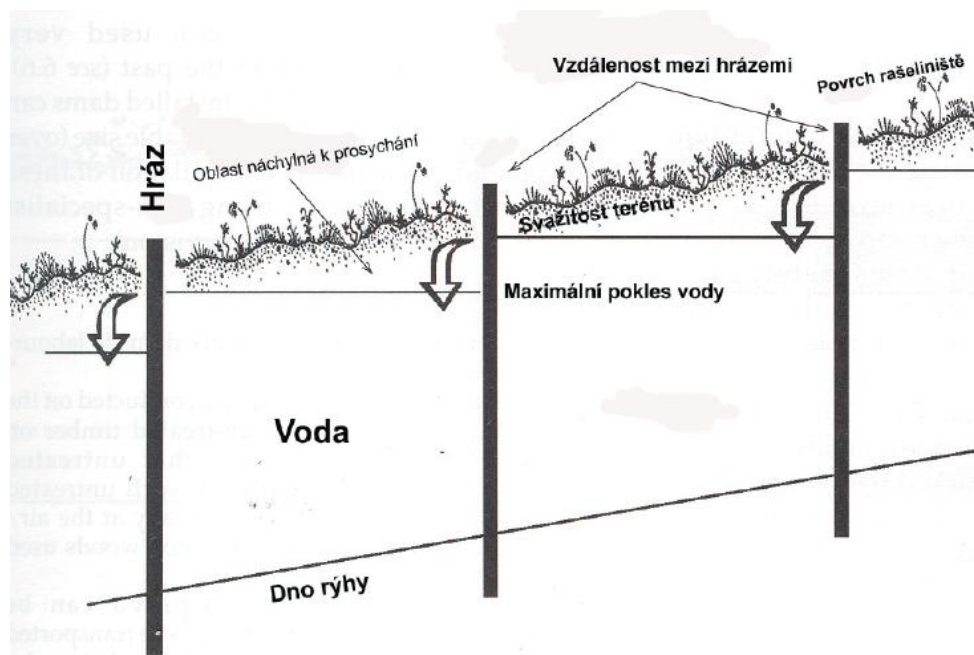
Na Šumavě spočívala ochrana rašelinišť po dlouhou dobu především v legislativní ochraně území. Mnohá cenná rašeliniště byla vyhlášena jako maloplošná chráněná území, některá z nich dokonce již v 1. polovině 20. století (např. 1933 Jezerní slat', 1939 Bukovní slat' nebo 1948 Mrtvý luh). Cílem této pasivní konzervativní ochrany bylo maximálně omezit aktuální lidské aktivity negativně působící na vývoj lokalit - pochopitelně v mezích možností, které byly dány tehdejší dobou. Přitom ale nebyly zohledňovány přetrvávající vlivy lidských zásahů způsobených v minulosti a probíhající degradační změny iniciované z velké části právě odvodněním. První úvahy zahrnující aktivní přístup k ochraně rašelinišť se objevují až se vznikem NP Šumava. Hlavním impulsem byl rozsah degradačních změn zjištěný v rámci inventarizačních průzkumů rašelinišť prováděných na konci 90. let (Bufková 2006). Do současné doby bylo na území NP Šumava tímto způsobem revitalizováno téměř 500 ha rašeliništních komplexů, což představuje bezmála 60 km zablokovaných odvodňovacích kanálů. Při revitalizacích se postupovalo od pramenných oblastí k níže položeným částem povodí. Nejvíce revitalizovaných lokalit se dnes nalézají v centrální části Šumavy, v oblasti Modravských slatí (Bufková 2013).

Od roku 1998 je na území NP Šumava realizován komplexní revitalizační program („Program revitalizace šumavských mokřadů a rašelinišť“), který je primárně zaměřen na celkovou nápravu narušeného vodního režimu v území. Hlavními cíli toho programu je (i) obnova hydrologického režimu (ii) podpora rašelinotvorné vegetace a rašelinotvorných procesů (iii) zvýšení zájmu veřejnosti o rašeliniště (Bufková, Stíbal, Mikulášková 2010). Pro nápravu poškozeného vodního režimu je nutno provést technické zásahy, jejichž výsledkem je opětovné zavodnění. Technické zásahy mají za cíl vyřadit stávající odvodňovací systém, a to většinou pomocí přehrazování nebo zaplnění odvodňovacích příkopů. Zaplavení vodou z odvodňovacího systému je podmíněno jednak vhodným chemickým složením vody, jednak jejím dostatkem v odvodňovacích kanálech (Horn 2009).

Na Šumavě se při revitalizacích uplatňuje koncept tzv. cílové hladiny vody. Tato metoda je založena na stanovení cílové hladiny vody, která je pro jednotlivé typy rašelinišť případně jejich části (centrální část vrchoviště, lagg) odlišná, a která je žádoucí revitalizačními úpravami dosáhnout. Cílová hladina je velmi důležitá pro stanovení počtu hrází instalovaných v daném úseku odvodňovací rýhy. Lze ji vyjádřit jako povolený „maximální“ pokles vody pod čelem hráze (obr. 7), který je pro daný typ rašeliništní vegetace únosný a odpovídá sezónním poklesům podzemní vody na přirozených stanovištích.

Konkrétní cílovou hladinu pro daný úsek rýhy přitom určuje typ rašeliništní vegetace, kterou příslušný úsek rýhy protíná. Rozsah povoleného poklesu vody pod čelem hráze a gradient svažitosti terénu podél rýhy jsou pak určující pro výpočet vzdálenosti mezi jednotlivými hrázemi na daném úseku rýhy (Buřková 2006). Revitalizace představují jednorázová opatření, jejichž cílem je nastartování procesu nápravy, a po jejich provedení jsou rašeliniště ponechána samovolnému vývoji (Kocum 2012).

Obr. 7: Schematické znázornění způsobu přehrazení odvodňovacích rýh



Zdroj: Buřková (2006)

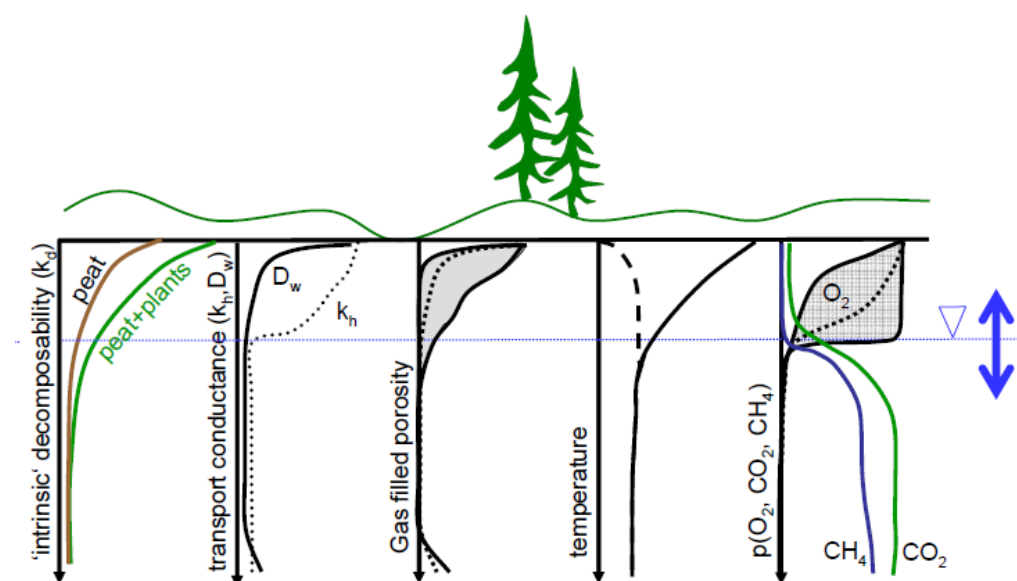
V případě hydrologických poměrů je cílem revitalizace v první řadě zvýšit hladinu podzemní vody na úroveň odpovídající přirozenému stavu (resp. stavu před odvodněním), snížit její kolísání a zadržet dostatek vody v rašeliništi, především v kritických obdobích sucha. Očekává se, že výsledkem těchto opatření bude zastavení nebo zásadní zpomalení degračních procesů s pozitivním vlivem na obnovu ekologie rašeliniště a rašelinotvornou vegetaci (Buřková, Stíbal 2012). Revitalizace rašelinišť zahrnuje stabilizaci a zvýšení hladiny podzemní vody a zároveň znovu osídlení stanoviště rašeliništními druhy. Je tedy důležité omezit množství odtékající vody. Nicméně stále je zde několik problémů (i) cena a náročnost revitalizace (ii) stanovení nejúčinnější metody hrázování (iii) nejisté ovlivnění hydrologického režimu a kvality vody (iv) nejistá odpověď rašeliništní vegetace na strukturální a chemické změny (Holden 2005). Antropogenně neovlivněná rašeliniště mají v krajině velký význam. Zahrnují regulaci klimatu díky schopnosti vázat a uchovávat uhlík,

mají vlastní unikátní hydrologický režim, jedná se o paleoenvironmentální archiv a také se jedná o stanoviště s výskytem vzácných rostlinných a živočišných druhů (Bonn et al. 2014).

Rašeliniště jsou fyzikálně a ekologicky adaptovány na vysokou hladinu podzemní vody, která kolísá blízko k povrchu. Má tak zásadní význam pro ekologické niky rostlinných druhů a tím i pro rozvoj rašeliny. Kromě toho má hladina podzemní vody a její kolísání významný vliv na emise skleníkových plynů, které se mohou z rašeliniště uvolňovat (Kværner, Snijlberg 2011). Reakce hladiny podzemní vody na provedenou revitalizaci bývá zpravidla velmi rychlá, nicméně změny chemismu vody a následná reakce rašeliništních druhů jsou velmi pozvolné. Zároveň rašeliništní rostlinné druhy jsou velice zranitelné a náhlé změny pH nebo změny v množství živin po provedení revitalizací mohou někdy mít i nepříznivé důsledky (Holden 2005).

Další význam revitalizačních opatření spočívá v obnovení přirozených biochemických procesů. Bezprostřední vliv mají revitalizace především na export uhlíku do vodního toku. Studie naznačují, že dochází k několikanásobnému snížení transportu organického uhlíku. Rašeliniště jsou také velkou zásobárnou metanu a oxidu uhličitého, který zůstává vázán v katotelmu a do ovzduší se mohou dostávat jen v případě degradace rašelinišť. Rašeliniště se tak stávají významným prvkem při studiu globálních klimatických změn (Limpens et al. 2008). Na obr. 8 je znázorněno množství jednotlivých fyzikálně-chemických veličin v neporušeném rašeliništi ve vztahu s hloubkou.

Obr. 8: Fyzikálně-chemické veličiny v neporušeném rašeliništi ve vztahu s hloubkou



Zdroj: Limpens et al. (2008)

### **3. Fyzickogeografická charakteristika zájmových území**

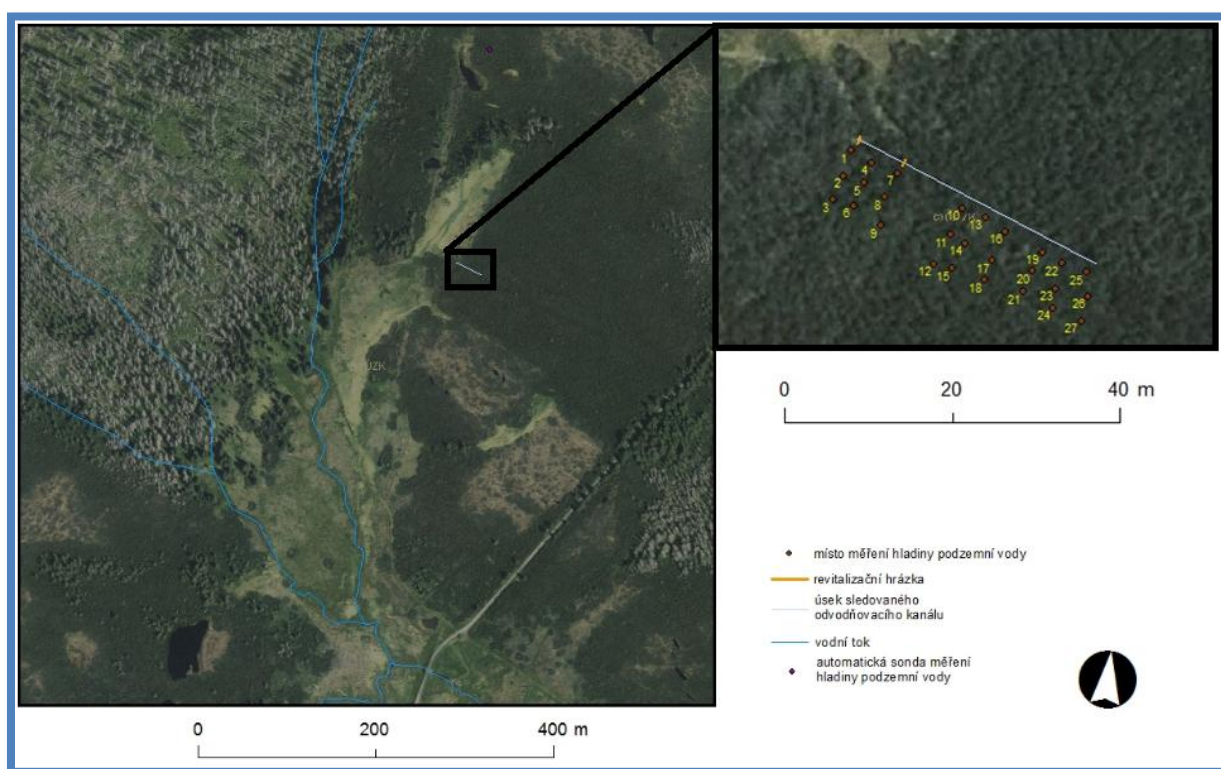
#### **3.1 Vymezení zájmového území**

##### **3.1.1 Rokytecká slat'**

Rokytecká slat' se nachází v centrální vrcholové části šumavských plání, přibližně 6 km ZJZ od obce Modrava. V minulosti zde byla provedena řada výzkumných a inventarizačních prací, které přinesly mnoho cenných poznatků o území a jeho neobyčejných přírodních hodnotách. Celý komplex Rokyteckých slatí je rozložen na mírných svazích rozlehlé pramenné mísy a kotlinovitého údolí Rokytky. Komplex je tvořen několika velkými a četnými drobnými vrchovišti horského typu, které jsou obklopeny lesními rašeliništi, podmáčenými smrčínami a minerotrofními ostřicovými rašeliništi. Oba největší vrchovištní bloky v závěru údolí jsou dosud činné a ve své centrální části mají zachovány otevřené přirozeně nelesní partie s jezírky (Bufková 2009). Celková rozloha rašeliniště je téměř 250 ha. Hloubka rašeliny se u velkých vrchovištních bloků pohybuje kolem 5 metrů, ve vrcholových částech však dosahuje až 7 m (Bufková, Spitzer 2008). Poloze centrální zarovnané části Šumavy odpovídají výškové poměry. Nadmořská výška se pohybuje v rozmezí 1089 – 1224 m n. m. s průměrnou hodnotou 1125 m n. m. Povodí je na horskou polohu poměrně ploché. Rozdíl v nadmořské výšce je maximálně 135 m. Průměrný sklon svahů dosahuje pouhých 4°. Pouze ojediněle přesahuje sklonitost 10° a maximálně pak dosahuje hodnoty 12° (Jelínek 2008). Rokytecké slatě mají mezi šumavskými rašeliništi zvláštní postavení. Představují jeden z největších rašeliništních komplexů v oblasti šumavských plání a jako celek se vyznačují vysokou koncentrací vzácných a ohrožených druhů a společenstev. Není proto překvapením, že poměrně záhy přitahovaly pozornost učenců i milovníků přírody a jako jedny z prvních rašelinišť na Šumavě byly již v roce 1922 navrženy na vyhlášení chráněného území. Vlastnímu oficiálnímu vyhlášení rezervace v oblasti Rokyteckých slatí však dochází až 31. prosince 1933 (Bufková 2009). V této práci byla ovšem sledována jen malá část povodí podél odvodňovacího kanálu, kde byla měřena hladina podzemní vody. Detail zájmového území včetně znázornění průběhu odvodňovacího kanálu, umístění automatické stanice a umístění trubek, v nichž byla hladina měřena, je znázorněn na obr. 9.



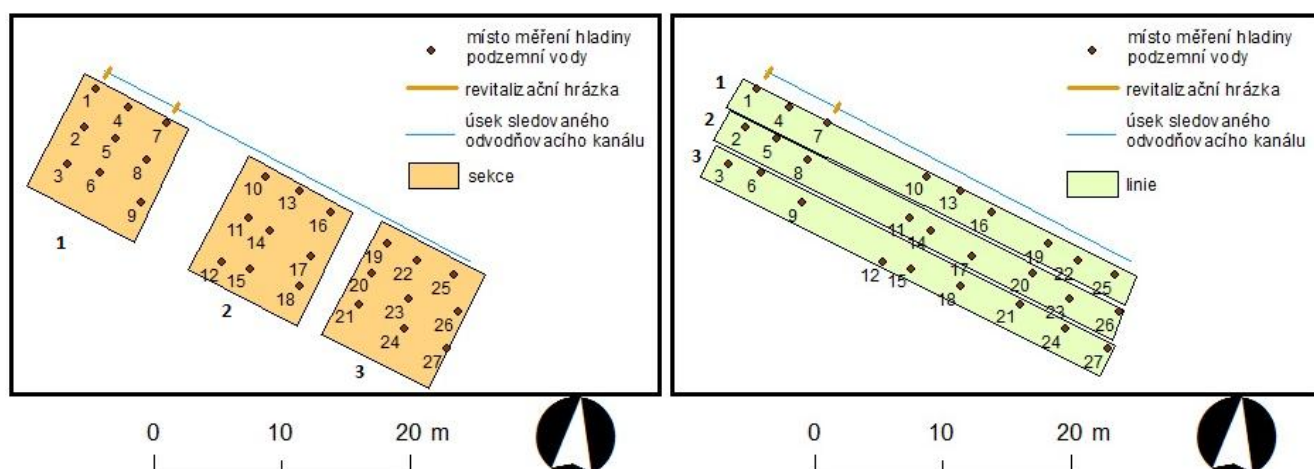
Obr. 9: Průběh odvodňovacího kanálu a umístění trubek



Zdroj: Ortofoto čůzk, vlastní zpracování

Kolísání hladiny podzemní vody bylo dále posuzováno v určitých skupinách. Pro tento účel vznikly tři sekce a tři linie, jež jsou pro názornost zobrazeny na obr. 10. Nejbližší linie 1 navazuje přímo na odvodňovací kanál, linie 2 je od kanálu vzdálena 3 m a linie 3 je od kanálu vzdálena přibližně 6 m. Jednotlivé sekce jsou v podstatě čtverce o straně 6 m, přičemž sekce 1 se nachází přímo u revitalizačního opatření. Sekce 2 a 3 jsou poté od revitalizace vzdáleny.

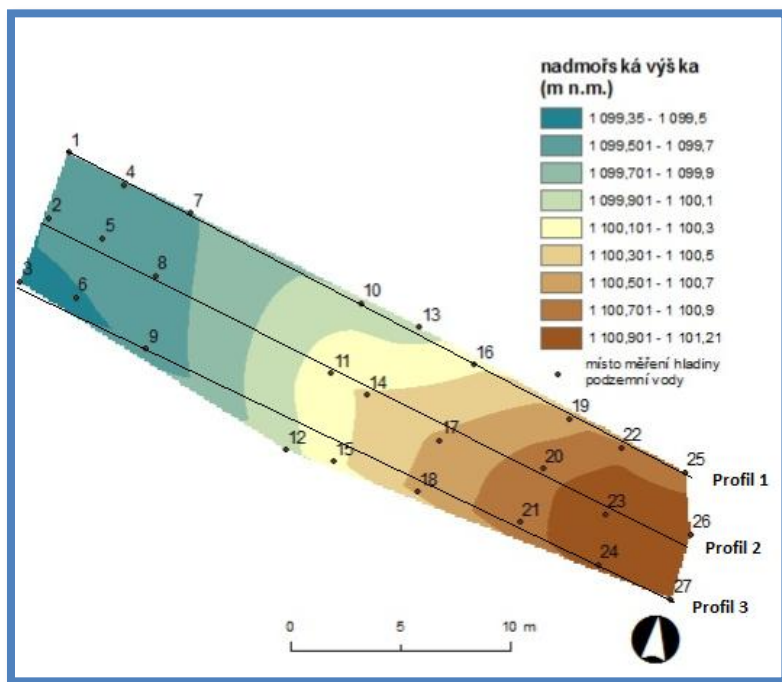
Obr. 10: Posuzované sekce a linie





Jednotlivá místa měření byla zaměřena totální stanicí, aby hladina podzemní vody byla také hodnocena absolutně v nadmořských výškách. Rozdíl mezi nejvyšším a nejnižším bodem ve sledovaném území je téměř 2 metry. Také byly vytvořeny tři profily, v nichž byly hodnoceny změny hladiny podzemní vody (obr. 11).

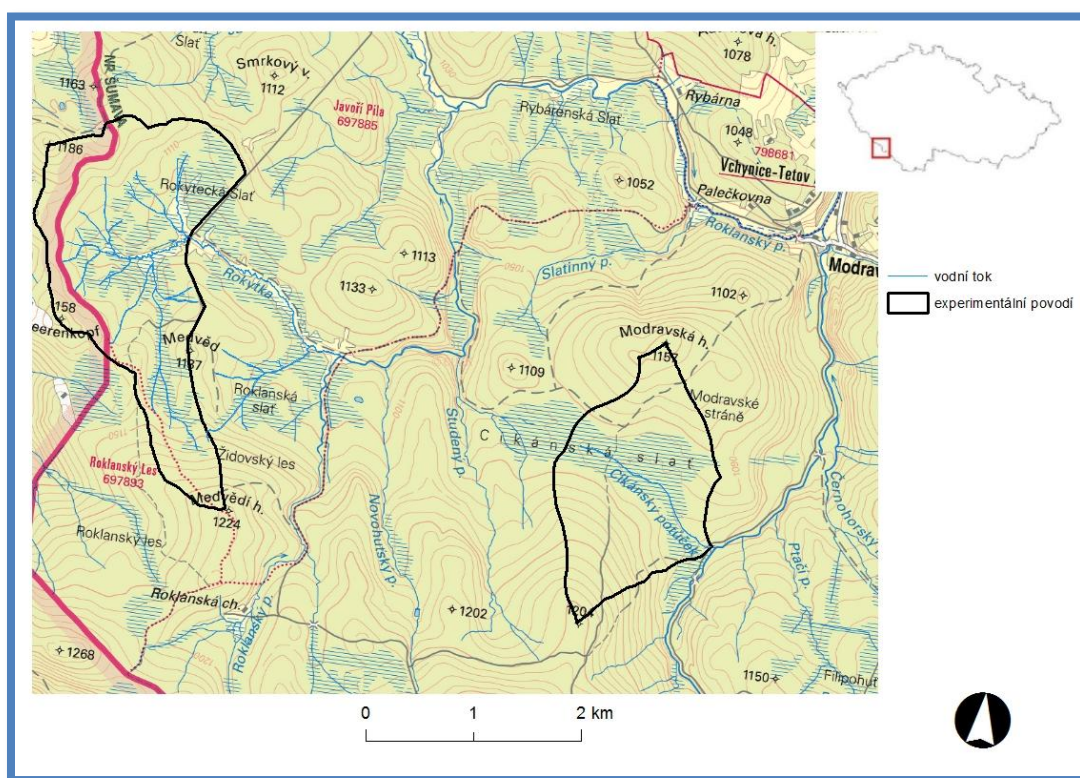
Obr. 11: Nadmořská výška odvodňovacího kanálu a vyznačené profily



### 3.1.2 Cikánská slat'

Cikánské slatě jsou velmi různorodou lokalitou s několika vrchovišti, mnoha přechodovými rašeliništi a rozsáhlými porosty podmačených a rašelinných smrčín. Také jsou jedním z nejvíce odvodněných komplexů v oblasti Modravských slatí. Silný dopad odvodnění je kompenzován přísunem vody z vydatných a silných pramenišť. Rozloha vrchoviště je více než 150 ha, maximální hloubka 620 cm a objem rašeliny je 1,341 milionu m<sup>3</sup>. Ve sledovaném experimentálním povodí na Cikánských slatích se s revitalizací započalo v roce 2004 a v roce 2006 již byla většina melioračních rýh ve sledovaném území přehrazena (Bufková, Spitzer 2008). Obě experimentální povodí jsou znázorněna na obr. 12.

Obr. 12: Vymezení zájmového území



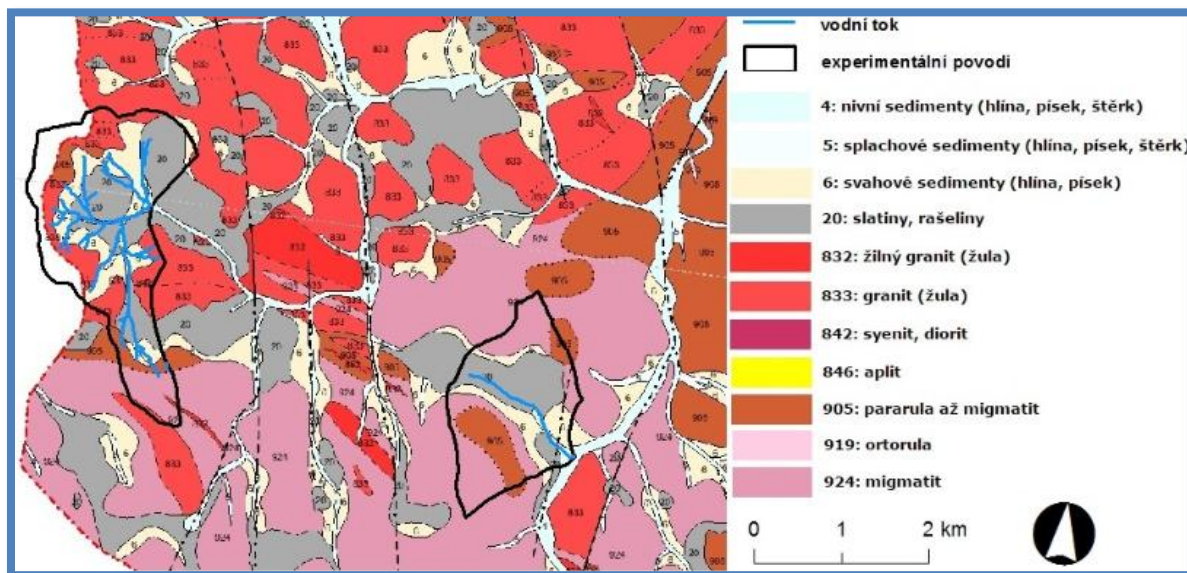
Zdroj: ZM 1:50 000, (<http://geoportal.cuzk.cz>), upraveno

### 3.2 Geologické a geomorfologické poměry

Šumava je součástí Českého masivu, reliktu rozsáhlého variského horstva, které bylo vyvrásněno před 380-300 miliony lety, tedy v době od středního devonu po svrchní karbon. Již při svém vzniku bylo toto variské horstvo porušeno zlomy a snižováno erozí, proto dnes vystupují na povrch jen izolované zbytky, oddělované pokryvy mladších uloženin (Chlupáč 2002). Z regionálně geologického hlediska je území Národního parku Šumava budováno dvěma základními geologickými jednotkami - moldanubikem a moldanubickým plutonem. Jako moldanubikum je označován soubor středně a silně metamorfovaných hornin, kde převládají pararuly a migmatity, často s vložkami kvarcitů a erlánů. V daném území jsou řazeny k tzv. jednotvárné jednotce. Moldanubický pluton je ve své šumavské větvi reprezentován několika většími granitovými masivy, např. prášilský masiv, masiv Vydry, masiv Plechého. V jejich okolí se pak vyskytuje množství drobnějších granitovitých těles. Z kvartérních uloženin jsou nejvíce zastoupeny deluviální (svahové) uloženiny soliflukčního původu, velmi hojné jsou zde rašeliny, méně pak fluviální a deluviofluviální uloženiny, ojediněle i sedimenty ledovcového původu. Stratigraficky náleží většinou do pleistocénu a z části do holocénu až recentu. Složení svahových sedimentů je dosti proměnlivé a pohybuje se

od hlín přes hlinité písky, hlinito-kamenité sedimenty až k blokovým uloženinám různých mocností (Böhm et al. 2013). Ve sledovaném území převládají metamorfované horniny paleozoického a proterozoického stáří především migmatity, pararuly a ortoruly. Dále jsou zde zastoupeny magmatické intruze žuly (viz obr. 13)

Obr. 13: Geologická mapa sledovaného území



Zdroj: Vektorizovaná geologická mapa ČR (1:50 000), ČGS (www.geology.cz), upraveno

Podcelek Šumavské pláně je považován za jeden nejstarších reliktních paleoreliéfu Evropy. Důvodem jeho zachování je odlehlost od hlavní evropské erozní báze. Po ukončení variské horotvorné činnosti byla krajina Šumavy podrobena intenzivnímu tropickému zvětrávání s cykly silné denudace. Po uklidnění pohybů se znovu utvářel zarovnaný povrch, jehož tvorba vyvrcholila v mladších třetihorách. V této době také skončilo tropické klima, nastalo ochlazování a ubývalo srážek. Na úpatí hřbetů se vytvářely zarovnané povrchy menšího rozsahu, tzv. pedimenty. Velké změny se projevily na konci třetihor a ve starších čtvrťohorách. Pokračovaly stále intenzivní pohyby zemské kůry. Několikrát se vystřídalo teplejší a chladnější klima – doba ledová a meziledová. Tento vývoj není dosud ukončen a pokračuje i v geologické současnosti. Činnost geologických a geomorfologických činitelů stále více ovlivňuje člověk (Demek 1987). V pleistocénu formovalo krajinu zalednění a následovalo vytváření současné říční sítě, která však dosud nestihla Šumavské pláně zasáhnout. Předpokládá se, že ploché vrcholky nejvyšších kopců mohou být jako krajinné formy až třetihorního stáří. Okrsek Kvildské pláně zaujímá střední část Šumavských plání. Rozsáhlé zbytky zarovnaného povrchu jsou tvořeny převážně dvojslídnyými pararulami a migmatizovanými rulami moldanubika s proniky biotitických granitů a menších těles dvojslídnych a biotitických granodioritů moldanubického plutonu. Široké a mělké terénní

deprese vyplňují četná rašeliniště: Jezerní slat', Modravské slatě, Zhůřské slatě. Nad Pláně ve výšce 1000 až 1100 m vystupují elevace z odolnějších hornin. Nejvyšším vrcholem Kvildských plání je Velká Mokrůvka s 1370 m (Babůrek et al. 2006). Geomorfologické členění zájmové oblasti je znázorněno v tab. 2.

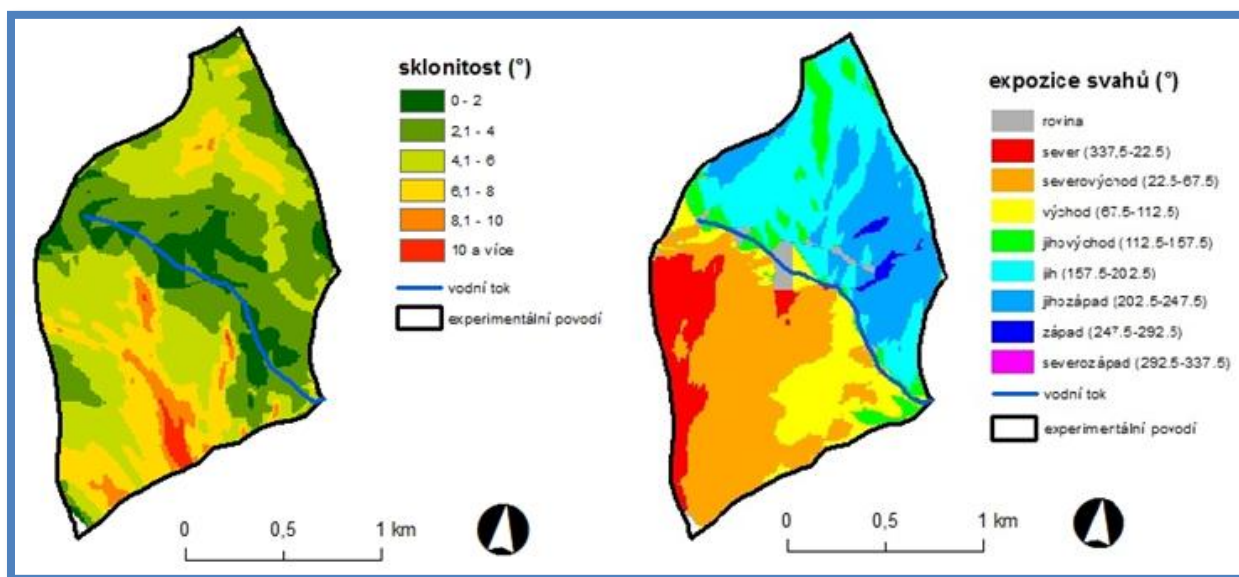
Tab. 2: Geomorfologické členění sledované oblasti

<b>systém</b>	Hercynský	<b>oblast</b>	IB Šumavská hornatina
<b>subsystém</b>	Hercynská pohoří	<b>celek</b>	IB-1 Šumava
<b>provincie</b>	Česká Vysočina	<b>podcelek</b>	IB-1A Šumavské pláně
<b>subprovincie</b>	I Šumavská	<b>okrsek</b>	IB-1A-b Kvildské pláně

Zdroj: Demek et al. (1987)

Povodí Cikánského potoka se vyznačuje mírnými svahy. Průměrný sklon povodí je 4,2°, přičemž sklonitost nad 10° s v povodí objevuje jen ve velmi omezené míře. Expozičně jsou svahy orientovány nejčastěji na jih a severovýchod. Sklonitost a expozice svahů v povodí Cikánského potoka je znázorněna na obr. 14.

Obr. 14: Sklonitost a expozice svahů v povodí Cikánského potoka

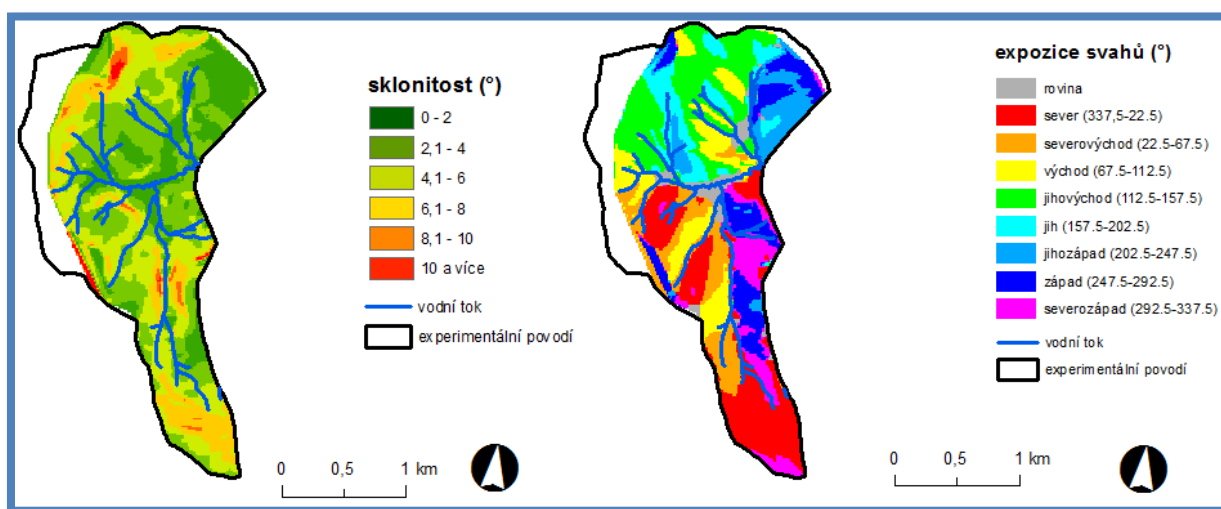


Zdroj: vrstevnice ZABAGED (ZIV 5 m), vlastní zpracování

Povodí Rokytky má také poměrně plochý reliéf a převažují svahy s nízkými sklony. Průměrný sklon povodí je 3,7° a expozičně jsou svahy orientovány na sever, severovýchod a na jih. Sklonitost a expozice svahů v povodí Rokytky je znázorněna na obr. 15.



Obr. 15: Sklonitost a expozice svahů v povodí Rokytky



Zdroj: vrstevnice ZABAGED (ZIV 5 m), vlastní zpracování

### 3.3 Půdní poměry

Sledované území patří do tzv. sběrné oblasti. Z hlediska půdního krytu se jedná o půdní region kambizemí oligobazických až rankerů výrazněji svažitéch poloh a region kryptopodzolů až podzolů. V pramenné oblasti dominuje navíc asociace hydromorfních a organozemních půd plochých a akumulacních poloh. Mezi hlavní charakteristiky půd patří poměrně velká kontrastnost půdních typů a jejich vyšší heterogenita jako důsledek rozdílné svažitosti. Jednotlivé půdy charakterizuje nízký stupeň vývoje, to znamená mělký až středně hluboký profil (do 60 cm) s hlavní kategorií skeletovitosti mezi 25-50%, který poměrně ostře přechází do matečné horniny. Typologicky se jedná především o rankery, litozemě, kambizemě, kryptopodzoly, podzoly a organozemě. Texturně se jedná o lehké až střední skeletovité půdy, které se profilově z tohoto hlediska nemění. Mezi hlavní odvozené půdní vlastnosti patří vysoká vsakovací rychlost a malá retenční schopnost, což v kombinaci s vysokou svažitostí podmiňuje poměrně rychlý odtok srážkové vody v povrchových tocích. Jako významným tlumícím faktorem, který při normálním typu srážek výrazně modifikuje bilanci odtoku směrem k navýšení podílu srážkové vody zadržené v povodí, je vysoká intercepce. Dalším je vysoká schopnost nadložního humusu přijímat vodu a celkově vysoká evapotranspirace lesních porostů. Výrazněji do odtokových poměrů směrem ke zrychlení odtoku vody zasáhly meliorační úpravy, především odvodnění zemědělských i lesních ploch otevřenými příkopy (Šefrna 2004).

Povodí Rokytky pokrývá z velké části rašelinná půda vrchovištní (organozem) a horní partie podzol humusový. Místy v nivě potoku se vyskytuje zarašelinělý glej. Půdotvorným substrátem jsou vrchovištní organozemě a zvětralinové kyselé intruziv (Vlček 2011). Nejdůležitějším prvkem v experimentálních povodích jsou organozemě. Ty jsou vytvářeny intenzivní akumulací slabě rozložených organických zbytků v silně zvodněném území. Půdní profil se skládá z jednotlivých rašelinných poloh, které při povrchu, je-li rašeliniště živé, stále přirůstají, směrem do hloubky pak podléhají postupnému rašelinní. Rašeliništní půdy se dělí na (i) půdy vrchovištní, které vznikly většinou ve velmi vlhkém, horském klimatu pod porosty rašelíníku a jsou zásobovány převážně srážkovou vodou a jsou velmi kyselé. Dalším typem jsou (ii) půdy přechodových rašelinišť, které jsou vytvořené pod rašelinnými loukami, kde se již uplatňuje vliv povrchové nebo podzemní vody. Posledním typem jsou (iii) půdy slatinné, jejichž centrum rozšíření je v nižších polohách pod porosty slatinných luk, sycených především aluviální vodou. Slatiny jsou na rozdíl od předešlých půd méně kyselé až neutrální. U slatin je také obvyklá vyšší minerální příměs (Tomášek 2003).

### 3.4 Klimatické poměry

Zájmové území patří k jedné z nejchladnějších oblastí Šumavy s největším podílem plochy ve výškách nad 1000 m n. m. Podle Chábery et al. (1987), v inverzních polohách ve výškách kolem 1050-1110 m n. m. činí průměrná teplota pouze kolem 3 °C. Podle Quittovy klasifikace se v území vyskytují klimatické regiony C3 až C6. Všechny tyto klimatické oblasti jsou charakteristické velmi krátkým, chladným a vlhkým létem, dlouhým přechodným obdobím s chladným podzimem a jarem, a také dlouhou, chladnou zimou s dlouhým trváním sněhové pokrývky. Podle Köppenovy klasifikace spadá tato oblast do klimatické oblasti Dfc, ta je charakterizována boreálním klimatem. Průměrná teplota nejteplejšího měsíce převyšuje 10 °C a teplota nejchladnějšího měsíce je menší než -3 °C. Z pohledu srážek, převažují letní deště. Průměrná teplota na jaře se pohybuje v závislosti na nadmořské výšce v rozmezí mezi 2-5 °C. V létě je to 11 °C, na podzim 4-6 °C a v zimě mezi -5 a -3 °C (Tolasz et al. 2007).

Vzhledem k převládajícímu jihozápadnímu a západnímu proudění má oblast charakter návětrné strany, což má za následek především v zimním období během západní synoptické situace zvýšené množství srážek. V zájmovém území se nacházejí i jedny z nejdeštivějších míst Šumavy, Modrava a Březník. Průměrný roční úhrn srážek se na lokalitě Březník pohybuje mezi 1300 – 1600 mm, které napadnou za průměrných 170 – 190 srážkových dní (Kocum 2012). Pohraniční pásmo Šumavy je návětrím proti převládajícím jihozápadním a

západním proudům, zejména v zimním období. Důsledkem toho je i poměrně stejnoměrné rozdělení srážek po celý rok. Mírně nadprůměrné srážky se vyskytují zejména v červenci, během letních příchových dešťů (Anděra, et al. 2003).

### 3.5 Hydrografie a odtokový režim

Pro hodnocení odtokového režimu a variability odtoku jsou použity vybrané základní charakteristiky, které byly vypočteny na Rokytce z hydrologických let 2007-2014. Na Cikánském potoce byl hladinoměrník instalován později, takže charakteristiky jsou vypočítány za hydrologické roky 2009-2014, bez chybějícího období 3.8.2009-5.6.2010.

Na sledovaném odvodňovacím kanálu na Rokytecké slati není žádné kontinuální měření vodních stavů. Přesto byl pro názornost několikrát změřen průtok (viz tab. 3). Průměrný průtok se nachází pod jedním litrem za sekundu. Zajímavé je maximum 23.10.2014, kdy na Rokytecké slati spadlo téměř 80 mm srážek. V té době byl průtok oproti průměru padesátinásobný. Pro srovnání ve stejné době byl na Rokytce průtok 2,62 m<sup>3</sup>/s, což je 17 ti násobek průměru a na Cikánském potoce byl průtok 2,85 m<sup>3</sup>/s, tedy oproti průměru 38 krát vyšší průtok. Ovšem je třeba upozornit, že měrné křivky průtoků v takto odlehých hodnotách mohou výsledné průtoky zkreslovat.

Tab. 3: Ukázka průtoků na sledovaném odvodňovacím kanálu na Rokytecké slati

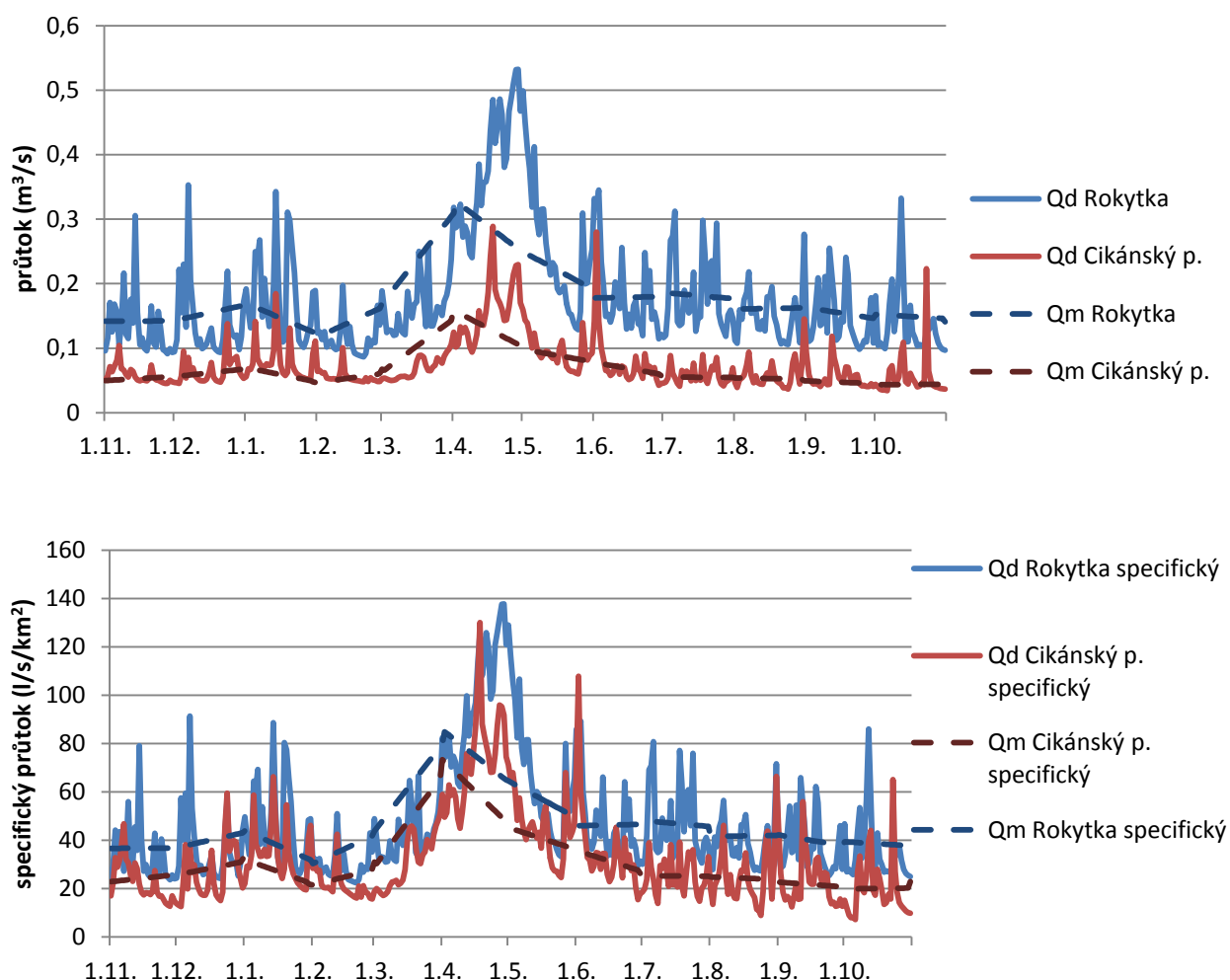
	<b>vodní stav (cm)</b>	<b>průtok (l/s)</b>
<b>30.9.2014</b>	5	0,78
<b>6.10.2014</b>	4,9	0,74
<b>23.10.2014</b>	72	42,8
<b>31.10.2014</b>	4,8	0,71
<b>21.11.2014</b>	7,8	2,38
<b>5.12.2014</b>	3,9	0,42
<b>22.12.2014</b>	8	2,53

Odtokový režim obou sledovaných toků je totožný. Jedná se o jednoduchý režim s jedním výrazným maximem způsobeným táním sněhu na jaře. Můžeme zde sledovat i mírné zvýšení průtoků v létě, které je způsobeno příchovými dešti. Naopak minimální průtoky jsou dosahovány především na konci zimy. Vzhledem k tomu, že obě datové řady jsou krátké, tak jsou průměrné průtoky poměrně nevyrovnané a výrazně se projevují jednotlivé velké vody např. povodeň v červnu roku 2013.

Chod průtoků vodních toků v povodí Vydry si vzájemně odpovídá, výraznější odchylky v denním chodu nejsou patrné. Tento fakt nasvědčuje tomu, že příčinné faktory postihují povodí plošně. Je však pravděpodobné, že v rámci jednotlivých částí povodí může být jejich intenzita

odlišná (Čurda 2009). Průměrné denní a měsíční průtoky společně se specifickými průtoky Rokytky a Cikánského potoka jsou znázorněny na grafu 8.

Graf 8: Průměrné denní a měsíční průtoky, včetně specifických průtoků Rokytky a Cikánského p.

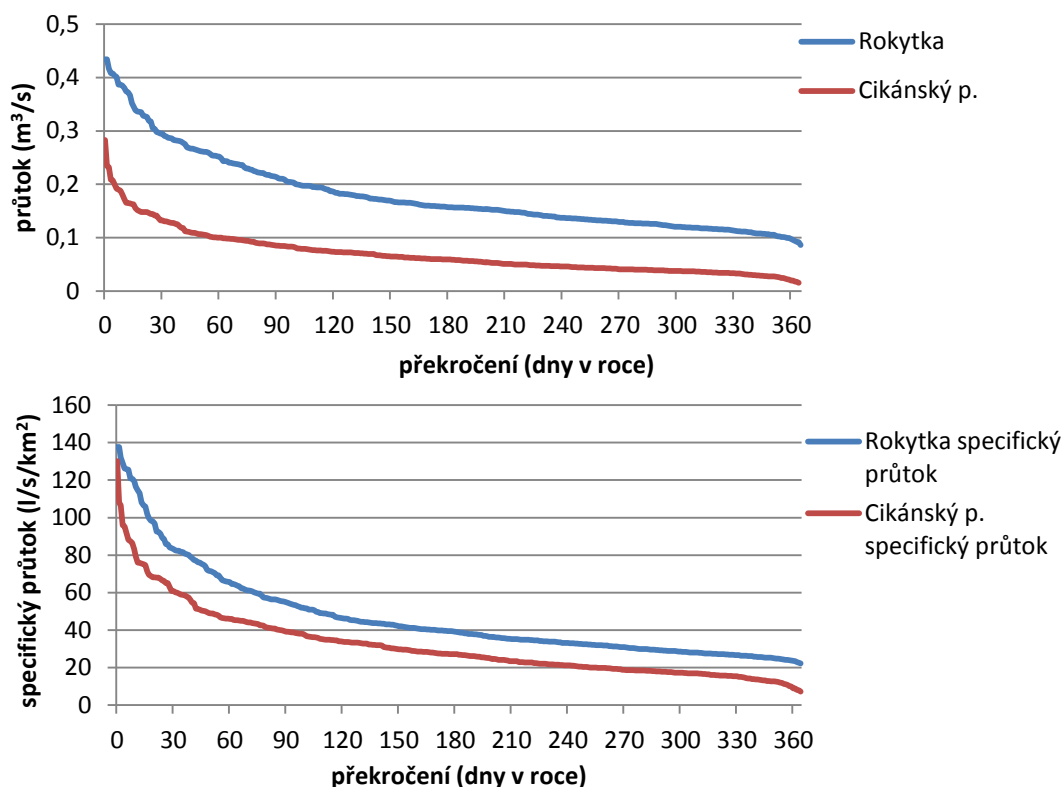


Zdroj: Data PřF UK, vlastní zpracování

Čáry průměrného překročení m-denních průtoků Rokytky a Cikánského potoka (graf 9) jsou typickým příkladem vodních toků na Šumavě. Pokud pomineme rozdíl ve vodnostech obou sledovaných toků, tak si obě křivky velmi dobře odpovídají, avšak je zřejmé, že mírně vyšší extremitou průtoků disponuje Cikánský potok. Z porovnání specifických průtoků vyplývá, že povodí Rokytky disponuje vyšším odtokem vody, to může být zapříčiněno například výrazně nižším podílem lesů v povodí, než u Cikánského potoka.



Graf 9: Čára překročení průměrných m-denních průtoků a specifických průtoků Rokytka a Cikánského potoka



Zdroj: Data PřF UK, vlastní zpracování

Základní charakteristiky variability odtoku (tab. 4) naznačují mírně vyšší variabilitu odtoku Cikánského potoka. Vyšší extremita odtoku Cikánského potoka může být zapříčiněna celou řadou faktorů. Základní charakteristiky odtoku jsou v obou případech ovlivněny zejména polohou povodí v horské oblasti a jistými specifiky povodí jako je například vysoký podíl rašelinných ploch. K bližší specifikaci variability odtoku v horním povodí Vydry bylo přistoupeno např. v práci Kocum (2012) nebo Čurda (2009).

Tab. 4: Základní odtokové charakteristiky a charakteristiky variability odtoku

	Rokytka	Cikánský p.
Průměrný roční průtok $Q_a$ (m³/s)	0,180	0,070
Specifický odtok (l/s/km²)	29,061	31,976
Roční objem odtoku (m³)	5689423,470	2192247,986
Směrodatná odchylka	0,091	0,041
Střední hodnota	0,180	0,069
Koeficient variability $K_r$ ( $Q_m$ )	2,495	3,801
Variační koeficient $C_v$ ( $Q_d$ )	0,398	0,583
Variační koeficient $C_v$ ( $Q_m$ )	0,303	0,448

Zdroj: Data PřF UK, vlastní zpracování

Mírně vyšší rozkolísaností průtoků se vyznačuje Cikánský potok. Pravděpodobně to souvisí s vyšším zrašeliněním povodí a větším rozsahem revitalizačních opatření. Příčinných faktorů však může být celá řada. Základní charakteristiky experimentálních povodí Rokytky a Cikánského potoka včetně charakteristiky zájmové oblasti horní Vydry jsou uvedeny v tab. 5.

Tab. 5: Základní charakteristiky zájmových povodí

<b>Tvarové vlastnosti</b>	<b>Rokytka</b>	<b>Rokytka k hladinoměru</b>	<b>Cikánský potok</b>	<b>Vydra (Modrava)</b>
Plocha povodí (km <sup>2</sup> )	6,208	3,866	2,174	89,675
Délka toku (km)	3,041	0,858	1,61	11,69
Úhrnná délka toků (km)	18,837	12,376	1,792	218,046
Délka rozvodnice (km)	11,238	10,436	6,847	52,226
Charakteristika povodí	0,545	0,55	0,615	0,937
Gravelliův koeficient	1,273	1,498	1,31	1,556
Stupeň vývoje toku	1,284	1,084	1,041	1,256
Koeficient protáhlosti	0,833	0,837	0,885	0,959
<b>Sklonové vlastnosti</b>				
Nejvyšší kóta povodí (m n.m.)	1220	1220	1200	1373
Nejvyšší kóta toku (m n.m.)	1107	1107	1092	1213
Nejnižší kóta povodí (m n.m.)	1075	1090	1055	974
Převýšení povodí (m)	145	130	145	399
Spád toku (m)	32	17	37	239
Střední sklon toku (‰)	10,52	19,81	22,99	20,44
Střední sklon povodí (‰)	58,2	66,12	98,35	42,13
Průměrný sklon svahů (stupně)	3,719	3,724	4,178	5,483
<b>Doplňkové údaje</b>				
Plocha rašelinišť (km <sup>2</sup> )	1,541	0,892	0,673	11,628
Podíl rašelinišť (%)	24,8	23,1	31	13
Lesnatost plocha (km <sup>2</sup> )	3,66	2,248	2,054	54,321
Lesnatost podíl (%)	59	58,1	94,5	60,6

Zdroj: podkladová data vrstvy VÚV Dibavod

Charakteristika povodí – plocha povodí/ přímková vzdálenost od ústí k nejvzdálenějšímu bodu povodí

Gravelliův koeficient - délka rozvodnice/obvod kruhu o stejné ploše jako je plocha povodí

Stupeň vývoje toku – skutečná délka toku/přímková vzdálenost od pramene k ústí

Koeficient protáhlosti povodí - průměr kruhu o stejné ploše jako je plocha povodí/délka povodí

Spád toku - rozdíl mezi maximální a minimální nadmořskou výškou toku

Střední sklon povodí – spád toku/délka toku

Střední sklon povodí – převýšení povodí/ druhá odmocnina plochy povodí

Hustota říční sítě - délka všech vodních toků/celková plocha povodí

### 3.6 Biogeografie a ochrana přírody

Vegetaci šumavských slatí tvoří vzácná reliktní společenstva rostlin, jež jsou upomínkou na tundrový ráz zdejší krajiny na konci dob ledových. Patří mezi ně zejména nízké vyfoukávané trávníky s porosty suchopýrku trsnatého (*Trichophorum caespitosum*), které se mozaikovitě prolínají s vlhkomilnou vegetací mělkých protáhlých šlenků a okrajů

jezírek (sv. *Leuco- Scheuchzerion*). Ta je tvořena koberci rašeliníku bodlavého (*Sphagnum cuspidatum*) a rašeliníku Dusénova (*S. majus*) s porosty ostřice mokřadní (*Carex limosa*) a blatnice bahenní (*Scheuchzeria palustris*). Při okraji jezírek a velkých šlenků v horní otevřené části severního bloku roste na několika místech kriticky ohrožená rosnatka anglická (*Drosera anglica*), jejíž populace zde čítá několik stovek jedinců. Naopak rosnatka okrouhlostá se v území vyskytuje na vhodných stanovištích poměrně běžně. Objevuje se tu i kříženec mezi oběma druhy označovaný jako *Drosera x obovata*. Součástí suchopýrkových trávníků jsou i zřetelné a velké vyklenuté bulty s načervenalými druhy rašeliníků jako je rašeliník prostřední (*S. magellanicum*), rašeliník statný (*S. russowii*) nebo rašeliník červený (*S. rubellum*). Na bultech se dobře daří nízkým keříčkům kyhanky sivolisté (*Andromeda polifolia*) i klikvy bahenní (*Oxycoccus palustris*), které jsou typickým osídlencem bultů spolu se suchopýrem pochvatým (*Eriophorum vaginatum*). Směrem k okrajům vrchoviště zastoupení trávníků klesá a přechází v keříčkovou, převážně drobně bultovitou vegetaci sv. *Sphagnion medii* s porosty vlochyně bahenní (*Vaccinium uliginosum*) a suchopýrem pochvatým. Otevřené části vrchoviště pak obklopují jen obtížně prostupné keřové porosty borovice rašelinné (*Pinus x pseudopumilio*). Ačkoli tyto porosty jsou druhově chudší, ojediněle se v nich objevuje kriticky ohrožená orchidej bradáček srdčitý (*Listera cordata*) (Bufková 2009).

Zbylou lesní vegetaci na Rokytecké slati tvoří hlavně smrkový les s příměsí jedle a buku, který se vyskytuje zejména na jižních svazích. Les je zhruba z jedné čtvrtiny ovlivněn kůrovcem. Nachází se zde jak „mrtvý les“, tak holiny částečně porostlé novou výsadbou a náletem. Bylinné patro tvoří druhy travin a mechů, a borůvky. Zdravý les má vyvinuté bylinné a keřové patro. „Mrtvý les“ se díky ponechání dřevní hmoty pomalu zaplňuje převážně smrkovým náletem semenáčky a travinami (Vlček et al. 2012). Dalším zajímavým fenoménem Rokyteckých slatí, kterým vynikají nad jiné rašeliníšní komplexy v oblasti plání, jsou nelesní minerotrofní rašeliníště zaujímající velkou část otevřeného údolí podél toku Rokytky. Bohatě jsou zde zastoupena aktivní a houpavá přechodová rašeliníště (ze sv. *Sphagno recurvi-Caricion canescentis*) s ostřicí zobánkatou (*Carex rostrata*). Na nich se objevuje řada ohrožených a významných druhů jako například ostřice chudá (*Carex paupercula*), vachta trojlístá (*Menyanthes trifoliata*) nebo mochna bahenní (*Potentilla palustris*) (Bufková 2009).

Rašeliníště mají také svou specializovanou zvířenu. Na výběr a úspěšné přizpůsobení druhů přímo působil nadbytek vody v půdě, teplotní režim i vlastnosti bažinných rostlin, které živočichům poskytují úkryt a energii. Rašeliníšní faunu můžeme rozdělit do třech skupin, na druhy typicky rašelinné, tzv. tyrfobionty, které nikdy nepřekračují hranice rašelinné půdy a

rostlinstva s výjimkou velehor a Subarktidy. Druhou skupinou jsou živočichové tyrofilní, kteří dávají přednost životu v rašeliništi, ale mohou žít i v tundrách, lesích a na horských loukách. Poslední skupina živočichů nevykazuje výraznější preferenci pro rašelinné biotopy a jsou označováni jako tyrfoneutrální. Tak jako v jiném prostředí i na rašeliništích je dominantní třídou hmyz. Typickými rašeliništními druhy je např. moucha lupice (*Hydrophorus singniferus*), vážka čárkovaná (*Leucorrhinia dubia*), šídlo rašelinné (*Aeshna subarctica*), můra vlochyňová (*Anarta cordigera*) nebo motýl perleťovec severní (*Boloria aquilonaris*). Mnohem méně jsou na rašeliništi zastoupeni plazi a obojživelníci. Vyskytují se zde např. zmije obecná (*Vipera berus*), skokan hnědý (*Rana temporaria*) nebo ještěrka živorodá (*Lacerta vivipara*). Z ptactva se na rašeliništi vyskytuje zejména tetřívka obecná (*Tetrao tetrix*), linduška luční (*Anthus pratensis*) a linduška horská (*Anthus spinolleta*). V oblasti rašelinišť se nacházejí i někteří velcí savci, kteří sem pronikají z okolních lesů jako jelen lesní (*Cervus elaphus*), srnec obecný (*Capreolus capreolus*), liška obecná (*Vulpes vulpes*), zajíc polní (*Lepus europaeus*) atd. (Spitzer, Bufková 2008).

Snahy chránit přírodu na Šumavě sahají až do r. 1858, kdy byla tehdejším schwarzenberským knížecím reskriptem vyhlášena Pralesní rezervace Boubín jako jedno z prvních chráněných území ve střední Evropě. Ochranu tohoto území znovu vyhlásilo Ministerstvo školství a národní osvěty až v r. 1933. Další, maloplošná zvláště chráněná území vznikla až později. Např. v r. 1933 to byly rezervace Černé a Čertovo jezero (v návaznosti na předchozí vyhlášení v r. 1911), Trojmezna hora, Mlynářská slat', Rokytská slat' a Lipka. Velkoplošná ochrana území byla na Šumavě nastartována vyhlášením Chráněné krajinné oblasti Šumava o ploše 1 630 km<sup>2</sup> na konci roku 1963 na základě výnosu tehdejšího Ministerstva kultury ČSR. Pravomoc ochrany přírody však byla mizivá, dlouho dokonce neexistovalo žádné pracoviště Správy CHKO – první bylo zřízeno až v roce 1970 v Sušici a ještě později ve Vimperku. Přesto byl vliv pracovníků Správy na rozhodování místních úřadů i nadále zcela minimální. Situace se měnila jen pozvolna. Teprve po pádu režimu byla vyhlášena řada dalších maloplošných chráněných území, mezi nimi třeba v roce 1991 Královský hvozd. Díky aktivitám vědeckých pracovníků v rámci mezinárodního projektu Člověk a biosféra (MaB) byla v r. 1990 zapsána Šumava na seznam UNESCO v Paříži jako Biosférická rezervace Šumava. Tato forma však bohužel nemá právní oporu v platné legislativě České republiky. V roce 1991 byl v nejceněnějších partiích Šumavy zřízen národní park Šumava (NPŠ) o výměře 680 km<sup>2</sup>, a to na základě nařízení vlády ČR č. 163/1991 Sb. Lesy představují podle platného parcelního vymezení 79,6 % plochy NP (tedy 54 184 ha). Posláním NPŠ je podle tohoto předpisu „uchování a zlepšení přírodního prostředí NP,

zejména ochrana či obnova samořídících funkcí přírodních systémů, přísná ochrana volně žijících živočichů a planě rostoucích rostlin, zachování typického vzhledu krajiny, naplňování vědeckých a výchovných cílů, jakož i využití území NP k turistice a rekreaci nezhoršující prostředí.“ Od roku 1992 funguje na území Šumavy jediná organizace ochrany přírody – Správa národního parku a chráněné krajinné oblasti Šumava se sídlem ve Vimperku (Matějka et al. 2013). Všechna šumavská rašeliniště patří k jádrové neboli I. zóně. Význam šumavských rašelinišť je zdůrazněn také jejich zařazením mezi mokřady chráněné Ramsarskou úmluvou o ochraně mokřadů celosvětového významu (Anděra et al. 2003).

## **4. Metodika**

### **4.1 Měření hladiny podzemní vody**

Hladina podzemní vody na Rokytecké slati byla měřena manuálně v trubkách, které byly zasazeny do rašeliny a sahaly do hloubky 1 - 1,5 m. Měření hladin podzemní vody probíhalo v období od 14.8.2014 až do 31.10.2014. Hladiny byly měřeny vždy ve třech liniích, které kopírují průběh části odvodňovacího kanálu a rozestupy mezi jednotlivými místy měření byly 3 metry. Tím vznikla pravidelná síť o počtu 27 bodů s pravidelnými rozestupy, v nichž byla hladina měřena. Zároveň byly trubky zaměřeny totální stanicí, aby byla známá přesná poloha míst měření pro tvorbu map a tvorbu interpolací. Celkem bylo v každém bodě naměřeno 28 hodnot. Dále byly jednotlivé změny hladin statisticky hodnoceny v rámci jednotlivých sekcí a linií, aby mohla být lépe prokázána závislost mezi kolísáním hladiny podzemní vody a vzdáleností od kanálu, resp. vzdáleností od revitalizačních hrázek. Jednotlivé linie a čtverce jsou popsány v kapitole 3.1 a zobrazeny na obr. 10. Také byla využita data výšky hladiny podzemní vody s intervalem měření 10 minut z automatické stanice na Rokytecké slati, jež patří PřF UK. Při tvorbě map výšek hladiny podzemní vody bylo nutné doplnit hodnoty v místech, kde hladina nebyla měřena. Proto byla použita interpolační metoda natural neighbor, jelikož výsledný odhad této metody nezahrnuje extrapolované oblasti. Metoda pracuje na principu přiřazení hodnoty každému uzlu gridu z nejbližší datové hodnoty, přičemž tato hodnota je vážena vzhledem k velikosti ostatních nejbližších bodů. Je tak vytvořen okolo měřených bodů konvexní n-úhelník ohraničující všechny body. Interpolace poté proběhne pouze v rámci této plochy (Křikavová 2009).

### **4.2 Hodnocení odtokového režimu**

K hodnocení odtokového režimu byla použita data srážek a vodních stavů z automatických stanic na Rokytce a Cikánském potoce, které vlastní PřF UK. Kontinuální monitoring výšky hladin a odpovídajících průtoků je prováděn automatickými měřicími sestavami od firmy Fiedler-Mágr, které měří data v desetiminutových intervalech. Uváděná přesnost automatického měření je 1 mm. Měření hladiny vodních toků či stojatých vod je prováděno dvěma základními metodami. První je kombinace měření ultrazvukovými čidly. Ty jsou použity na tocích a profilech s velkou rychlostí proudění vody a vysokou unášecí schopností vodního toku s významným nebezpečím poškození. Druhou kombinací je spojení řídicí jednotky s tlakovým čidlem, jež je instalováno přímo do toku. Princip měření je založen

na změně hydrostatického tlaku vodního sloupce. Těmito čidly jsou osazovány malé toky s menší unášecí rychlostí, či místa, kde není možné instalovat ultrazvukové snímače (Kocum 2012). Následně byly vodní stavy převáděny na průtoky pomocí vytvořených měrných křivek průtoků. Pro hodnocení srážko-odtokového režimu byla také využita data z automatických člunkových srážkoměrů ze stanic Rokytka, Modrava a Březník, které taktéž měří v desetiminutovém intervalu. Detailnější popis automatických měřících stanic byl popsán v práci Kocum (2012).

### 4.3 Potenciální evapotranspirace

Kolísání hladiny podzemní vody bylo dáváno do souvislosti s jednotlivými významnými faktory srážko-odtokového procesu. Jedním z nich je i potenciální evapotranspirace. Potenciální evapotranspirace v tomto pojetí znamená celkové množství vody, které se může vypařit z půdy (evaporace) a vegetačního krytu (transpirace rostlin) při nasycení půdy vodou, přesněji řečeno při optimálním zásobení půdy vodou a tedy jejím optimálním zavlažení. V podstatě se jedná o maximálně možný výpar, který v průběhu roku je (zvláště ve vegetačním období) výrazně vyšší než výpar aktuální, tj. skutečný. V této práci byla použita Penman-Monteithova rovnice, jež je základní rovnicí pro výpočet referenční evapotranspirace, tedy evapotranspirace hypotetického povrchu a může být použita pro jakýkoliv časový úsek (Kohut 2007). V tomto případě se jedná o výpočet denní potenciální evapotranspirace, viz rovnice 1. Hlavním důvodem výpočtu potenciální evapotranspirace je nedostatek naměřených dat. Výpočet potenciální evapotranspirace se poté jeví jako vhodná metoda, jelikož umožňuje některé parametry dopočítat, aniž by byly přímo měřeny. V této případové studii byla použita data PřF UK z meteorologických stanic na Rokytce a Modravě.

Rovnice 1: Potenciální evapotranspirace Penman-Monteith

$$ET_0 = \frac{0,408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273,16} u (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0,34u)}$$

$\lambda$  ... latentní teplo vypařování vody;  $\lambda = 2,45 \text{ MJ.kg}^{-1}$ ;  
 $R_n$  ... radiační bilance [ $\text{MJ.m}^{-2}.\text{den}^{-1}$ ];  
 $G$  ... tok tepla do půdy [ $\text{MJ.m}^{-2}.\text{den}^{-1}$ ];  
 $(e_s - e_a)$  ... sytostní doplněk vzduchu ve výšce  $z$  [kPa];  
 $r_s$  ... povrchový odpor [ $\text{s.m}^{-1}$ ];  
 $r_a$  ... aerodynamický odpor [ $\text{s.m}^{-1}$ ];  
 $\Delta$  ... sklon křivky tlaku nasycené vodní páry v závislosti na teplotě [ $\text{kPa.}^\circ\text{C}^{-1}$ ];  
 $\gamma$  ... psychrometrická konstanta [ $\text{kPa.}^\circ\text{C}^{-1}$ ];  
 $u$  ... rychlost větru [ $\text{m.s}^{-1}$ ].

Zdroj: Zotarelli et al. (2009)

#### 4.4 Ukazatel předchozích srážek – API

Ukazatel předchozích srážek UPS (angl. API - Antecedent precipitation index) se využívá k posouzení nasycenosti povodí a vyjadřuje vliv srážek vyskytujících se k danému datu zpětně v přecházejících dnech. Vyjadřuje tak schopnost povodí absorbovat další srážky. Výsledné hodnoty poté lze zařadit do kategorií, jež charakterizují nasycenost v povodí. I. kategorie (API < 36 mm) charakterizuje nízkou nasycenost aktivní zóny půd v povodí, II. kategorie (API 36-53 mm) charakterizuje průměrnou nasycenost aktivní zóny půd v povodí a III. kategorie (API > 53 mm) charakterizuje vysokou nasycenost aktivní zóny půd v povodí předchozími dešti (Unucka et al. 2010). V této práci bylo počítáno pětidenní API pomocí rovnice 2.

Rovnice 2: Ukazatel předchozích srážek

$$UPS_n = \sum_{i=1}^n 0,93^i \cdot P_i$$

n...celkový počet dní před výskytem příčinné srážky

i... pořadí dne počítané nazpět ode dne, ke kterému je API určován

P...denní úhrn srážky (mm) v i-tém dni před výskytem příčinné srážky

Zdroj: Unucka et al. (2010)

#### 4.5 Inventarizace revitalizačních hrázek

Na Cikánském potoce bylo přistoupeno k hodnocení stavu revitalizačních opatření. U každé hrázky bylo důležité zjistit její funkčnost, stav a objem zadržované vody. Pro výpočet objemu tak bylo nutné změřit u každé revitalizační hrázky čtyři rozměry (i) střední hloubku rýhy (ii) vzdálenost mezi hrázkami (iii) střední šířku rýhy a (iv) v případě zcela nenaplněné hrázky bylo změřeno, jak velký sloupec vody chybí k naplnění. Množství vody zdržované v rýze poté bylo vypočítáno na základě jednoduchého vzorce pro výpočet objemu. Jedná se o součin střední hloubky rýhy, střední šířky rýhy a vzdálenosti k další hrázce. Tím byl zjištěn aktuální objem zadržované vody. Pro tvorbu mapy zároveň byla každá hrázka zaměřena pomocí ruční GPS. Také byla stanovena funkčnost hrázek. Jako funkční hrázky byly brány ty, které splňovaly maximální pokles pod čelem hráze nižší než 20 cm. Tato hodnota vychází z konceptu cílové hladiny podzemní vody, jež byla praktikována při revitalizacích a pro rašelinný les byla stanovena právě na 20 cm (Buřková 2013). Dále byly klasifikovány hrázky s vyšším poklesem, to znamená hrázky, jež mají vyšší pokles než 20 cm, ale dokážou zadržovat vodu. Také byly klasifikované zcela prázdné a poškozené hrázky, u kterých není



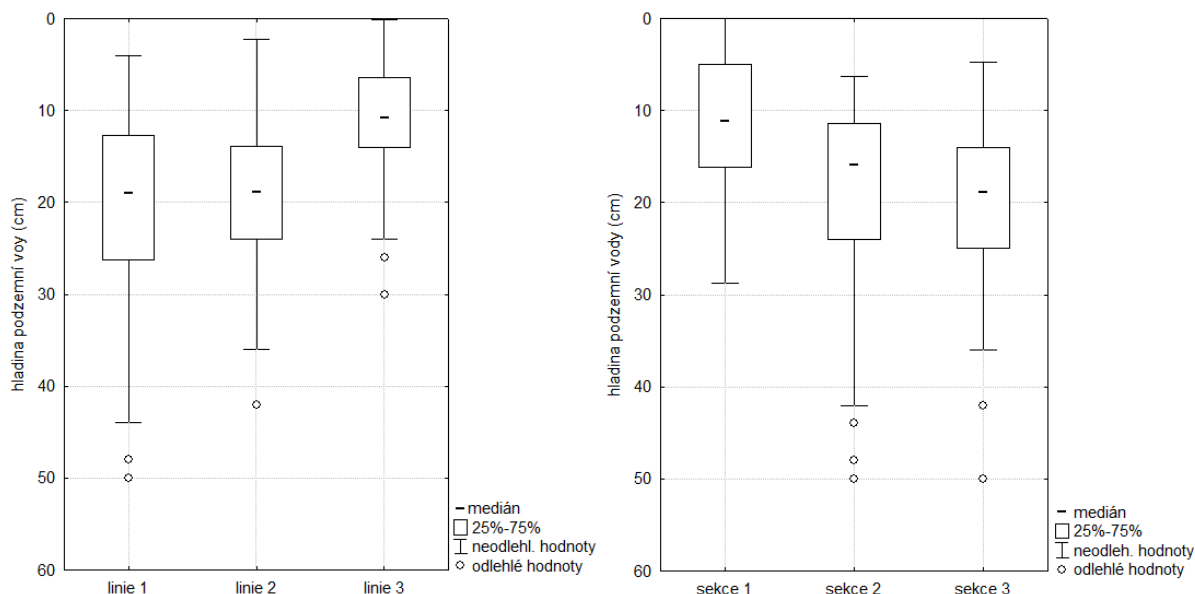
zadržení vody možné. Poslední klasifikační třídu tvořily hrázky, jež se sukcesí zcela zazemnily. K následnému hodnocení odtokových epizod byla použita data srážek a vodních stavů z automatických stanic, jež patří PřF UK

## 5. Výsledky

### 5.1 Statistická analýza kolísání hladiny podzemní vody

Pro hodnocení kolísání hladiny podzemní vody byly spočítány základní statistické charakteristiky. Mnohé naznačují boxploty (graf 10), na kterých lze spatřit výrazné rozdíly mezi jednotlivými sekcemi a liniemi.

Graf 10: Boxplot kolísání hladiny podzemní vody v rámci jednotlivých sekcí a linií



V případě linií jednoznačně nejvyšší amplitudu vykazuje právě linie nejbližší přiléhající k odvodňovacímu kanálu (linie 1). Rozdíl mezi nejnižší a nejvyšší naměřenou hodnotou ve sledovaném období bylo 46 cm. Tato amplituda postupně klesá a ve vzdálenosti 6 m od odvodňovacího kanálu byla již jen 29,9 cm. Rozdíly lze spatřit i v průměrné hladině podzemní vody. Průměrná hladina podzemní vody v linii nejbližší ke kanálu byla 19,78 cm. Naopak nejvzdálenější linie vykazovala průměrnou hodnotu jen 10,49 cm. Ve vzdálenosti 6 m od kanálu tedy hladina podzemní vody leží v průměru o 9,29 cm výše. Tudiž lze předpokládat, že se vzrůstající vzdáleností od odvodňovacího kanálu vykazuje podzemní voda menší amplitudu kolísání a její hladina se drží výše.

Podobné rozdíly můžeme nalézt i při hodnocení jednotlivých sekcí. V rámci sekce 1, jež nejbližší přiléhá k provedené revitalizaci, bylo prokázáno, že v této sekci hladina podzemní vody kolísá méně a zároveň se hladina drží blíže k povrchu. V této sekci byla průměrná hladina podzemní vody 10,95 cm a její amplituda 28,8 cm. Naopak v nejvzdálenější sekci jsou výsledky výrazně horší. Průměrná hladina podzemní vody ve sledovaném období byla 19,37 cm a amplituda dosahovala hodnoty 45,2 cm. Tudiž v blízkosti revitalizačních opatření

se hladina podzemní vody nachází v průměru o 8,42 cm výše. Z toho vyplývá, že revitalizační opatření pravděpodobně zvyšují hladinu podzemní vody v rašeliništi a také snižují její amplitudu.

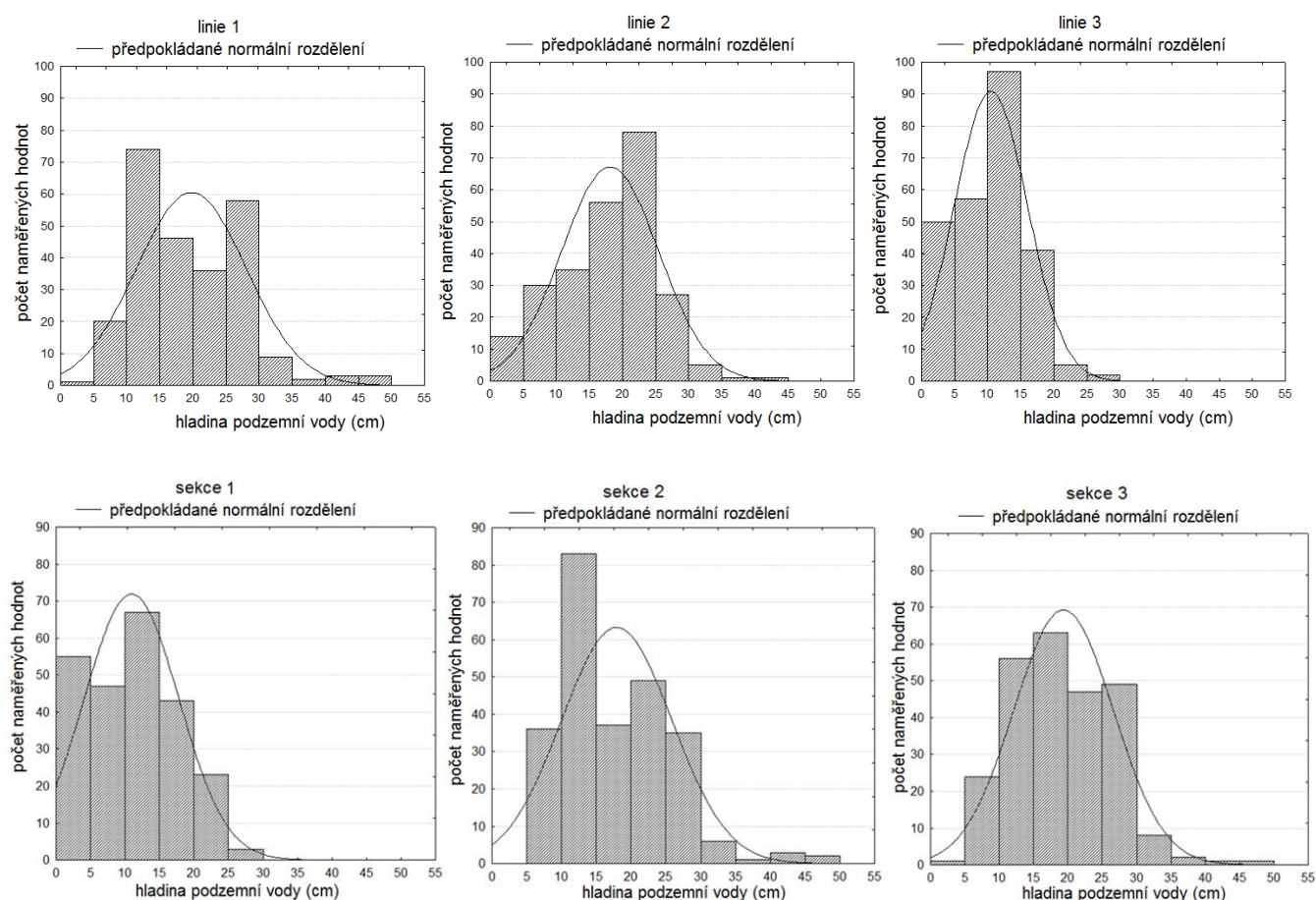
To potvrzují i vybrané statistické charakteristiky (viz tab. 6). Například linie 1, která přilehá k odvodňovacímu kanálu, vykazuje nejvyšší hodnoty variance i směrodatné odchylky. Z toho vyplývá, že hodnoty v této linii jsou velmi různorodé. Naopak nejvzdálenější linie má tyto hodnoty výrazně nižší. Velice podobná situace nastává i při porovnávání sekcí. Sekce 1, jež přiléhá k revitalizaci, disponuje nejnižšími hodnotami variance a směrodatné odchylky. Naopak sekce, které jsou vzdáleny, vykazují hodnoty výrazně vyšší.

Tab. 6: Statistické charakteristiky kolísání hladiny podzemní vody v sekcích a liniích

	linie 1	linie 2	linie 3	sekce 1	sekce 2	sekce 3
<b>počet naměřených hodnot</b>	252	252	252	252	252	252
<b>průměrná hladina podzemní vody (cm)</b>	19,78	18,13	10,49	10,95	17,93	19,37
<b>medián (cm)</b>	18,95	18,90	10,80	11,20	15,85	18,90
<b>minimum (cm)</b>	4,00	2,30	0,10	0,10	6,30	4,80
<b>maximum (cm)</b>	50,00	42,00	30,00	28,80	50,00	50,00
<b>variance</b>	69,20	53,94	30,67	46,98	63,09	52,72
<b>směrodatná odchylka</b>	8,32	7,34	5,54	6,85	7,94	7,26

Vhodným ukazatelem rozdílností kolísání hladiny podzemní vody v závislosti na vzdálenosti od odvodňovacího kanálu a revitalizačních opatření jsou i grafy na grafu 11, jež ukazují absolutní počet naměřených hodnot v jednotlivých intervalech. I zde se potvrzuje výše uvedené tvrzení, že se vzrůstající vzdáleností od odvodňovacího kanálu roste hladina podzemní vody. Např. počet naměřených hodnot hladin podzemní vody do hloubky 20 cm bylo v linii 1 naměřeno celkem 55,9 %, v linii 2 bylo naměřeno 53,6% naproti tomu ke stejné hranici bylo v linii 3 naměřeno až 97,2 % hodnot. Z toho taktéž vyplývá, že ve vzdálenosti 6 m od kanálu se již jeho odvodňovací schopnost neuplatňuje. Stejně tak při porovnání v jednotlivých sekcích vychází nejlépe sekce 1, tedy sekce přiléhající k revitalizaci. Zde bylo naměřeno k hladině 20 cm pod povrchem celkem 87,7 % hodnot, v sekci 2 to bylo 61,9 % a v sekci 3 se do této hranice vešlo jen 57,1 %. I zde se ukazuje, že čím blíže se nacházím u revitalizačních hrázek, tím se hladina podzemní vody drží blíže k povrchu.

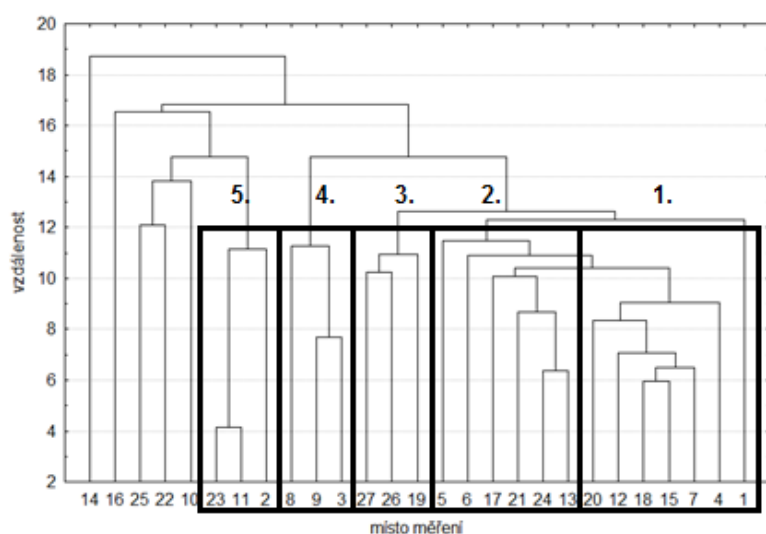
Graf 11: Počet naměřených hodnot v intervalech hladiny podzemní vody v sekcích a liniích



## 5.2 Závislost kolísání hladiny podzemní vody na meteorologických faktorech

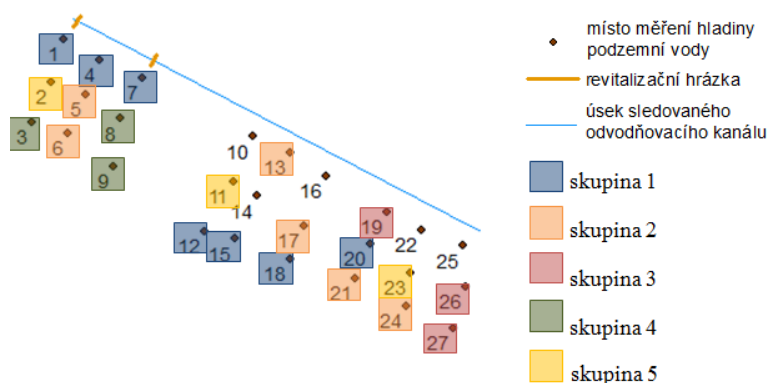
V této kapitole byly dávány do souvislosti velikost změn hladiny podzemní vody a meteorologické veličiny, zejména evapotranspirace, srážky a ukazatel předchozích srážek (API). Tyto veličiny pravděpodobně mají rozhodující vliv na velikost změn hladiny podzemní vody. Hodnoceny byly společně místa měření, u nichž se projevila určitá souvislost na základě klastrové analýzy. Výsledný dendrogram je znázorněn na grafu 12. Na základě dendrogramu bylo vyčleněno pět skupin, které vykazovaly největší závislost a zároveň vykazovaly nejlepší výsledky. V těchto skupinách byly změny hladin dávány do souvislosti s příčinnými faktory.

Graf 12: Dendrogram jednotlivých míst měření



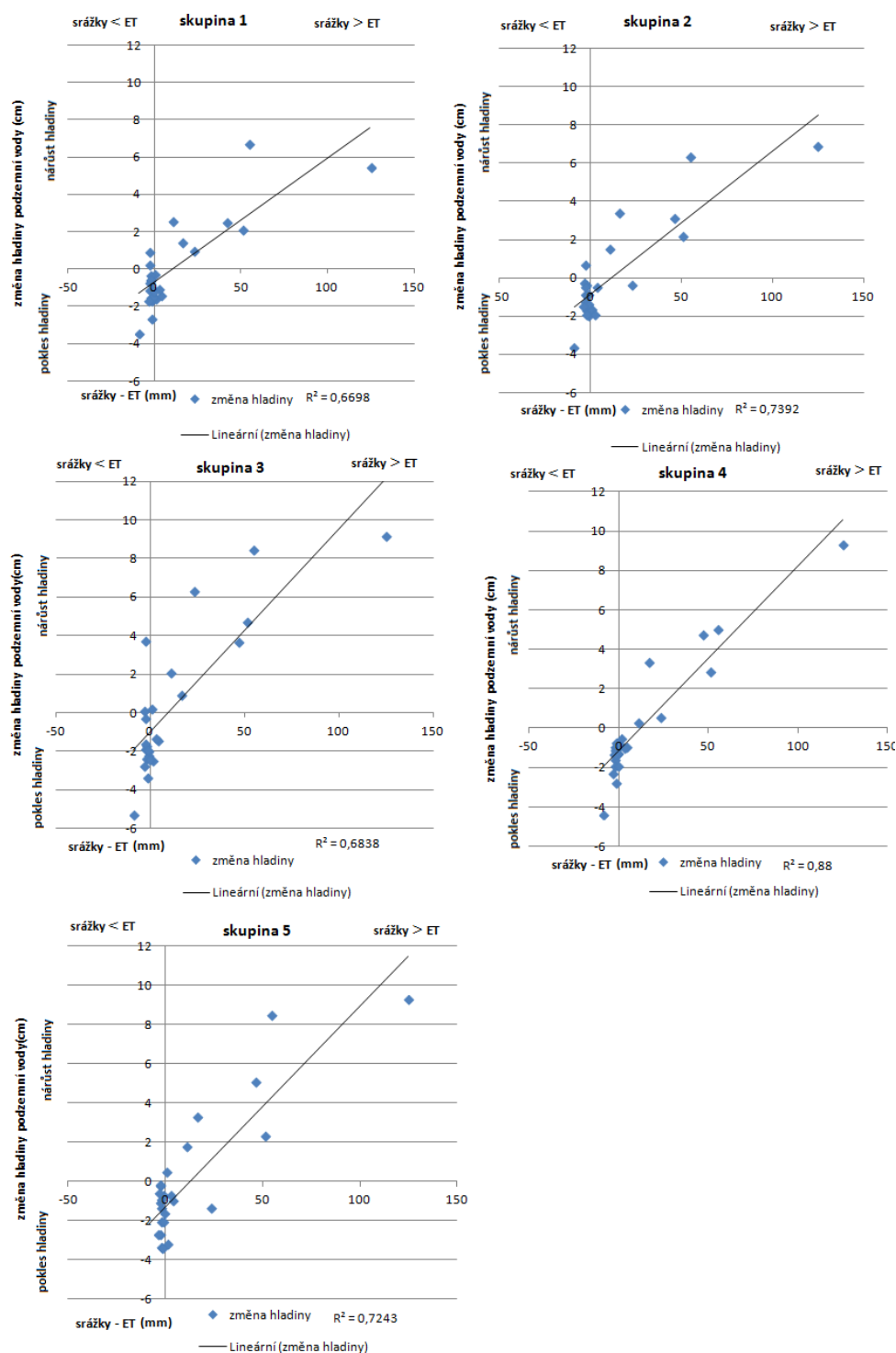
Pro názornost byla jednotlivá místa měření, jež byla vybrána pomocí klastrové analýzy do pěti skupin zobrazena na obr. 16.

Obr. 16: Místa měření v jednotlivých skupinách



V jednotlivých skupinách byla porovnávána průměrná změna hladiny podzemní vody s rozdílem evapotranspirace a srážek, mezi jednotlivými měřeními. Předpokladem bylo, že změna hladiny bude do jisté míry korespondovat právě s tímto rozdílem, jelikož srážky a evapotranspirace jsou pravděpodobně nejvýznamnějšími faktory při změnách hladiny podzemní vody. Nejdříve byla spočítána průměrná změna hladiny podzemní vody v dané skupině, která poté byla vynesena do grafu společně s rozdílem srážek a evapotranspirace v daném časovém intervalu. Výsledné grafy jsou zobrazeny na grafu 13.

Graf 13: Změna hladiny podzemní vody v závislosti na srážkách a evapotranspiraci



Vzniklé body byly proloženy lineární spojnici trendu, jež v daném intervalu vykazovala nejvyšší spolehlivost. Vzhledem k vysokým koeficientům determinace, lze předpokládat, že srážky a evapotranspirace jsou skutečně rozhodujícími faktory. Například ve skupině 4 postačily srážky a evapotranspirace k tomu, aby závislost změny hladiny podzemní vody byla vysvětlena až z 88 %. Bylo tedy prokázáno, že změna hladiny podzemní vody

v daném časovém intervalu může být s jistotou odchylkou odvozena z příčinných faktorů evapotranspirace a srážek.

Pro kvantifikaci závislosti byly vypočítány nejen koeficienty determinace ale i další korelační koeficienty. Zejména korelační koeficient závislosti změny hladiny podzemní vody na rozdílu srážek a evapotranspirace dosahuje vysokých hodnot (viz tab. 7). Také se zde projevuje poměrně silná závislost průměrné výšky hladiny a API. To znamená, že čím vyšší je nasycenost povodí, tím je hodnota hladiny podzemní vody nižší, tedy blíže k povrchu. Jedná se o nepřímou úměru, a proto jsou výsledné korelační koeficienty záporné.

Tab. 7: Koeficienty determinace a korelační koeficienty pro jednotlivé skupiny

	skupina 1	skupina 2	skupina 3	skupina 4	skupina 5
<b>koeficient determinace (změna hladiny ; ET-srážky)</b>	0,671	0,739	0,733	0,880	0,741
<b>korelační koeficient (změna hladiny ; ET-srážky)</b>	0,819	0,859	0,856	0,938	0,860
<b>korelační koeficient (průměrná hladina ; API)</b>	-0,504	-0,512	-0,418	-0,696	-0,609

Také v daných skupinách byly sledovány změny hladiny při jednotlivých epizodách. Několik hodnot bylo změřeno v období, kdy nespada žádná srážka. Tudíž byl sledován rozdíl mezi poklesem průměrné hladiny podzemní vody ve skupině, s potenciální evapotranspirací v daný den, jež je brána jako předpokládaná hodnota poklesu. Výsledné hodnoty jsou zobrazeny v tab. 8.

Tab. 8: Průměrný pokles hladiny podzemní vody (h<sub>p</sub>v) během období bez srážek v jednotlivých skupinách v závislosti na ET včetně odchylek od předpokládaných hodnot

	ET (cm)	Pokles h <sub>p</sub> v sk. 1 (cm)	Pokles h <sub>p</sub> v sk. 2 (cm)	Pokles h <sub>p</sub> v sk. 3 (cm)	Pokles h <sub>p</sub> v sk. 4 (cm)	Pokles h <sub>p</sub> v sk. 5 (cm)
<b>29.8. 2014</b>	0,22	1,28	1,45	1,45	2,53	3,12
<b>4.9. 2014</b>	0,26	0,34	0,59	1,61	0,71	2,44
<b>5.9. 2014</b>	0,25	0,05	1,22	1,59	0,85	1,79
<b>10.9. 2014</b>	0,11	1,38	1,83	1,86	1,23	1,93
<b>11.9. 2014</b>	0,10	0,95	0,72	2,10	1,17	0,60
<b>16.9. 2014</b>	0,27	0,42	0,95	1,33	1,63	0,80
<b>17.9. 2014</b>	0,21	0,34	0,65	2,12	0,52	0,69
<b>19.9. 2014</b>	0,32	0,60	-0,12	-0,42	0,98	0,25
<b>Průměrná odchylka (cm)</b>		<b>0,67</b>	<b>0,91</b>	<b>1,46</b>	<b>1,20</b>	<b>1,45</b>

Ukazuje se, že nejmenší odchylku během dní beze srážek vykazuje skupina 1, tedy skupina, u níž byla klastrovou analýzou zjištěna nejvyšší závislost. Pokles se v této skupině od evapotranspirace lišil v průměru jen o 0,67 cm. Naopak nejvyšší rozdíly mezi evapotranspirací a průměrným poklesem hladiny podzemní vody nalezneme ve skupině 3 a činí 1,46. Příčinou může být to, že se jedná o místa měření, jež jsou od revitalizací nejvíce vzdálená, a je zde předpokládán silný vliv meliorace. Vzhledem k nízkým průměrným

odchylkám se lze domnívat, že pokles hladiny podzemní vody ve dnech bez srážek lze poměrně přesně odhadnout jen z potenciální evapotranspirace. Přesto jsou ve většině případů poklesy větší než samotná evapotranspirace, toto zjištění je pravděpodobně způsobeno odvodňovacím kanálem, který tak způsobuje výraznější poklesy.

Dále byly vybrány epizody s výraznějšími srážkovými úhrny. V tab. 9 byly porovnávány nárůsty hladiny podzemní vody ve skupinách s rozdílem srážek a evapotranspirace k danému měření.

Tab. 9: Průměrný nárůst hladiny podzemní vody (h<sub>p</sub>v) ve skupině v závislosti na rozdílu srážek a ET během srážkových epizod včetně uvedených odchylek od předpokládaných hodnot. Ve sloupci srážek a evapotranspirace se jedná o celkovou sumu k danému dni.

	srážka (mm)	ET (mm)	srážka- ET (cm)	nárůst h <sub>p</sub> v sk. 1 (cm)	nárůst h <sub>p</sub> v sk. 2 (cm)	nárůst h <sub>p</sub> v sk. 3 (cm)	nárůst h <sub>p</sub> v sk. 4 (cm)	nárůst h <sub>p</sub> v sk. 5 (cm)
1.9. 2014	58,3	3,63	5,47	6,70	6,37	8,47	5,03	8,50
2.9. 2014	2,2	1,24	0,10	1,58	1,62	2,47	0,50	3,17
9.9. 2014	19,3	3,18	1,61	1,45	3,45	0,93	3,33	3,30
15.9. 2014	55,4	4,44	5,10	2,12	2,22	4,77	2,87	2,33
23.9. 2014	46	4,23	4,18	2,50	3,15	3,70	4,77	5,10
25.9. 2014	4,7	0,84	0,39	1,42	0,43	1,43	0,97	0,93
3.10. 2014	14,4	3,70	1,07	2,60	1,55	2,10	0,30	1,80
24.10. 2014	139	14,18	12,48	5,48	6,90	9,17	9,30	9,30
				odchylka sk. 1 (cm)	odchylka sk. 2 (cm)	odchylka sk. 3 (cm)	odchylka sk. 4 (cm)	odchylka sk. 5 (cm)
1.9. 2014				-1,23	-0,90	-3,00	0,43	-3,03
2.9. 2014				1,68	1,71	2,56	0,60	3,26
9.9. 2014				0,16	-1,84	0,68	-1,72	-1,69
15.9. 2014				2,98	2,88	0,33	2,23	2,76
23.9. 2014				1,68	1,03	0,48	-0,59	-0,92
25.9. 2014				1,80	0,82	1,82	1,35	1,32
3.10. 2014				-1,53	-0,48	-1,03	0,77	-0,73
24.10. 2014				7,00	5,58	3,32	3,18	3,18
<b>průměrná odchylka (cm)</b>				<b>2,26</b>	<b>1,90</b>	<b>1,65</b>	<b>1,36</b>	<b>2,11</b>

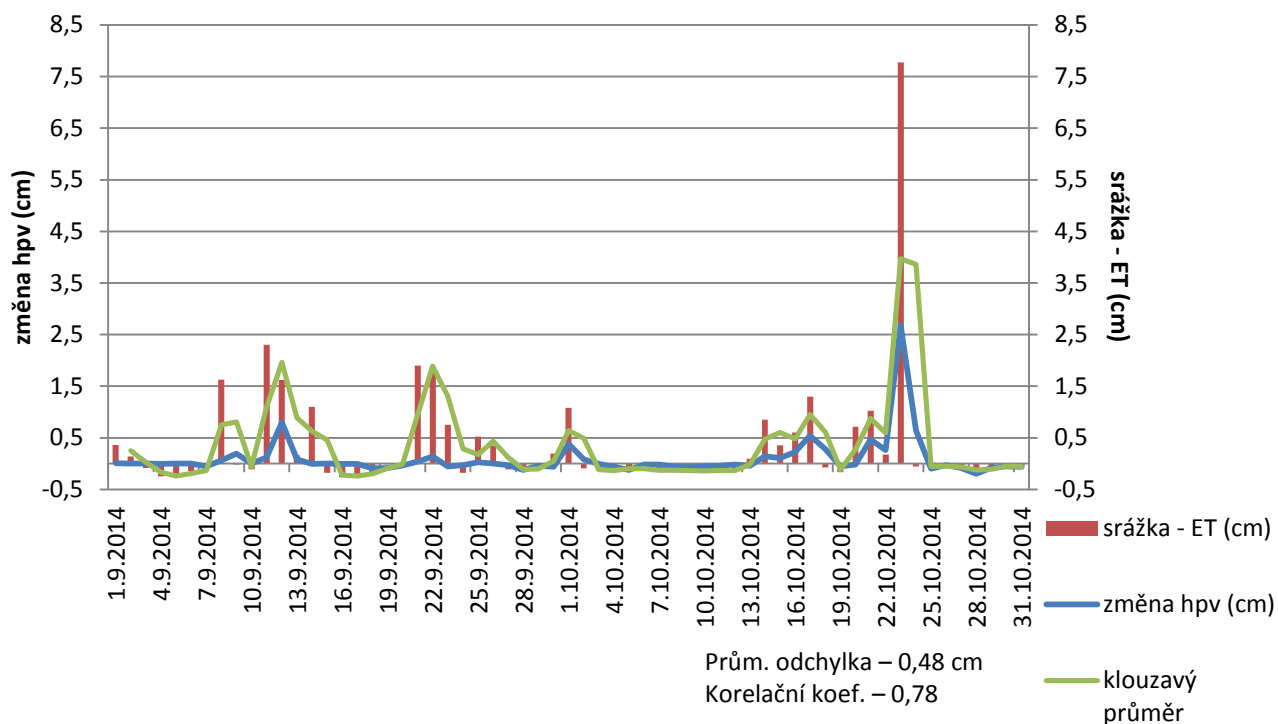
Nejnižší průměrná odchylka byla zaznamenána ve skupině 4, tedy ve skupině, která se nachází u revitalizací. Hladina podzemní vody u revitalizačních hrázek je tak ovlivněna zejména meteorologickými faktory, jelikož odchylky jsou velice malé, v tomto případě se jedná v průměru o 1,36 cm. Naopak odchylky míst, které nepřiléhají k revitalizaci, vykazují vyšší hodnoty. To je způsobeno pravděpodobně tím, že se na změnách hladiny podzemní vody výrazněji podílí odvodňovací kanál, který zvyšuje amplitudu hladiny podzemní vody. Podzemní voda poté zřejmě více reaguje jak na množství srážek, tak i na velikost evapotranspirace a tím vznikají výraznější rozdíly.

Dále byla analyzována data hladin podzemní vody z automatické stanice, která se nachází na Rokytecké slati, avšak v dostatečné vzdálenosti od odvodňovacího kanálu, tudíž



není touto meliorací ovlivněna. Na grafu 14 je znázorněna průměrná denní změna hladiny podzemní vody v návaznosti na rozdíl srážek a potenciální evapotranspirace.

Graf 14: Změna denní průměrné hladiny podzemní vody v závislosti na rozdílu srážek a evapotranspirace



Zdroj: Data PřF UK, vlastní zpracování

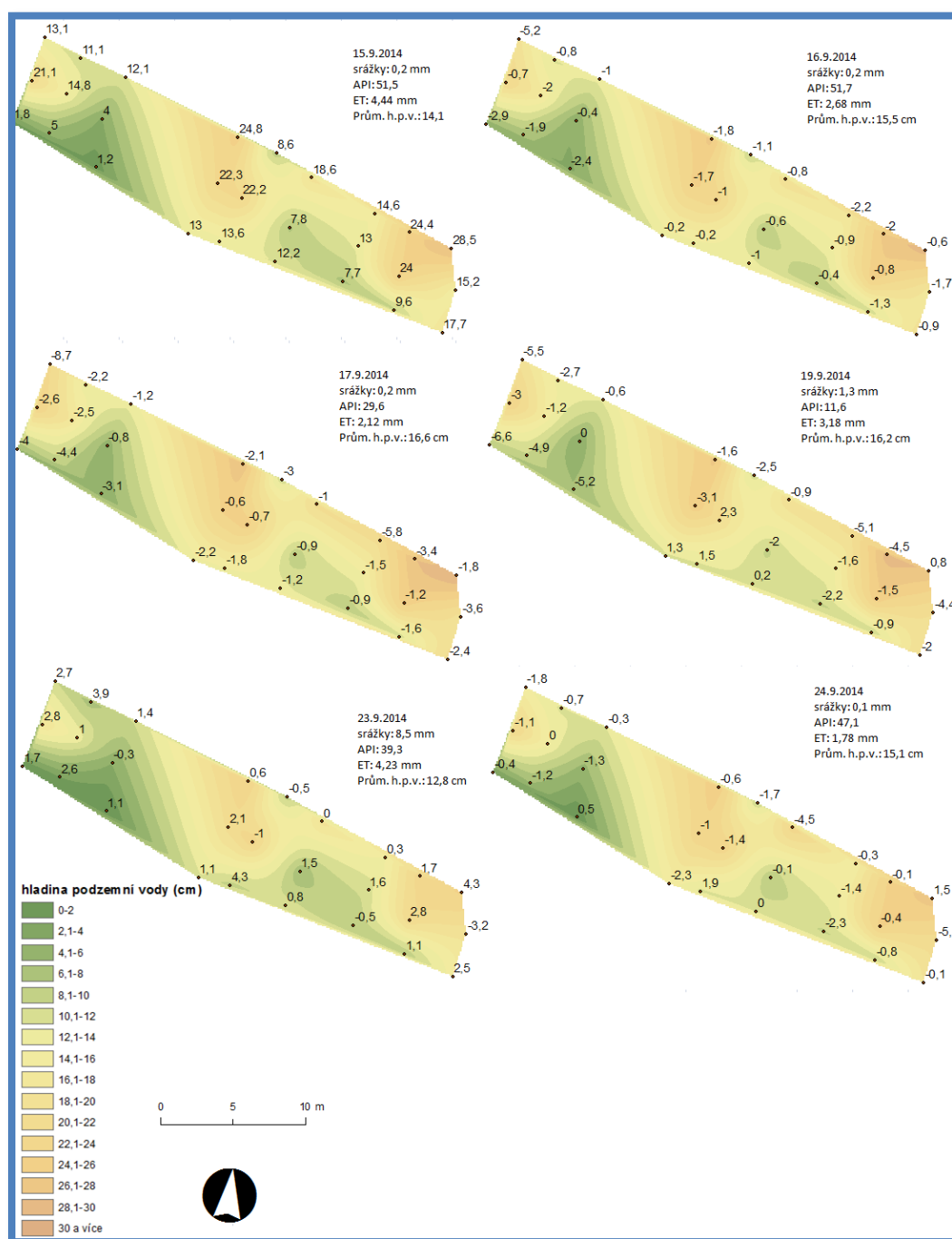
Ukazuje se, že zde rozdíl srážek a evapotranspirace daleko lépe vystihuje skutečný chod hladiny podzemní vody. Klouzavý průměr rozdílu evapotranspirace a srážek velice přesně kopíruje chod změn hladiny podzemní vody, pravděpodobně je to dáno tím, že již zde chybí vliv meliorace na hladinu podzemní vody. I když v některých dnech dochází k mírnému nadhodnocení. Průměrná odchylka změny hladiny podzemní vody od rozdílu evapotranspirace a srážek dosahuje hodnoty 0,48 cm. Takto nízká hodnota nebyla dosažena ani v jedné skupině, které byly spolu porovnávány. Tudíž změny hladiny podzemní vody na antropogenně neovlivněném místě v rašeliništi lze daleko přesněji vyjádřit a její chod mnohem lépe odpovídá meteorologickým faktorům.

### 5.3 Změna hladiny podzemní vody během vybraných epizod

Také byl sledován kontinuální vývoj hladiny podzemní vody ve vybraném období. Pro sledování vývoje změn hladin podzemní vody byla vybrána epizoda od 15.9.2014 do

24.9.2014 (viz obr. 17). U každého dne je poznamenána denní srážka, denní hodnota potenciální evapotranspirace, aktuální pětidenní API a průměrná hladina podzemní vody.

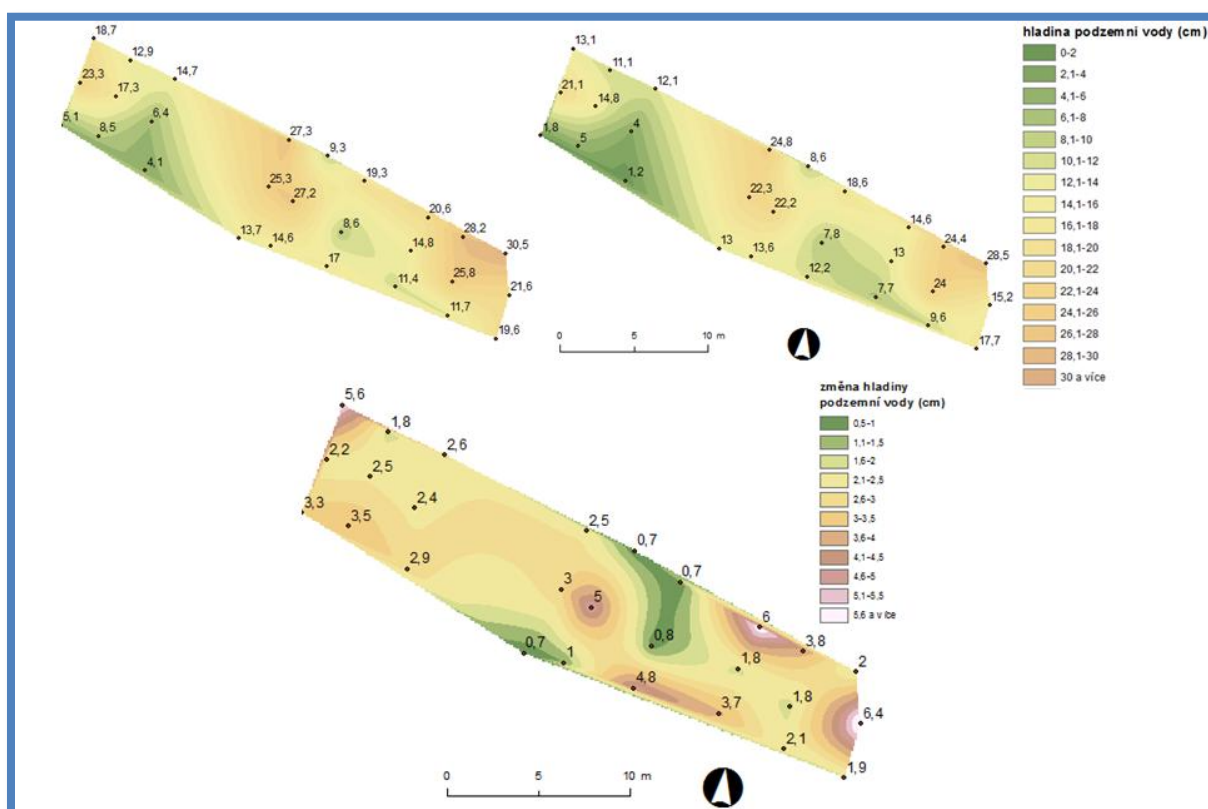
Obr. 17: Vývoj hladin podzemní vody v závislosti na ET, API a srážkách v období 15.9.2014-24.9.2014. Den 15.9.2014 je brán jako referenční a jednotlivá čísla znamenají výšku hladiny podzemní vody pod povrchem v daném místě měření v centimetrech. U všech ostatních dní jsou hodnoty vztažené k referenčnímu dni a číselné hodnoty vyjadřují změnu hladiny podzemní vody. Záporná čísla znamenají, že hladina poklesla, naopak kladné hodnoty vyjadřují nárůst hladiny



Je patrné, že hladina podzemní vody přiléhající k odvodňovacímu kanálu vykazuje vysokou amplitudu a zároveň se drží velice nízko. Se vzrůstající vzdáleností se však hladina zvedá a její kolísání se zmenšuje. Nejvýše je pak hladina u revitalizačních hrázek, tudíž se v tomto případě jejich vliv jeví jako pozitivní, jelikož zvyšují hladinu podzemní vody a mají také stabilizační účinek. Ovšem výsledky také naznačují, že v určité vzdálenosti od revitalizačních hrázek se již jejich vliv neuplatňuje a hladina podzemní vody se zde poté mění přirozeně jako na antropogenně neovlivněném rašeliništi. Také je patrné, že velikost poklesů či nárůstů hladiny je velice variabilní a jsou zde patrné velké rozdíly mezi jednotlivými body. A to i přesto, že se jedná o prostorově velice omezené území.

Také byly vybrány dvě epizody, na kterých bylo pozorováno, ve kterých místech dochází k největším změnám. První sledovaná epizoda je zaměřena na intenzivní déšť, kdy během pěti dnů spadlo celkem 55,4 mm srážek. Epizoda je znázorněna na obr. 18.

Obr. 18: Změny hladiny podzemní vody během intenzivních srážek 11.9.-15.9.2014, uvedené hodnoty znázorňují výšku hladiny podzemní vody a její nárůst v centimetrech

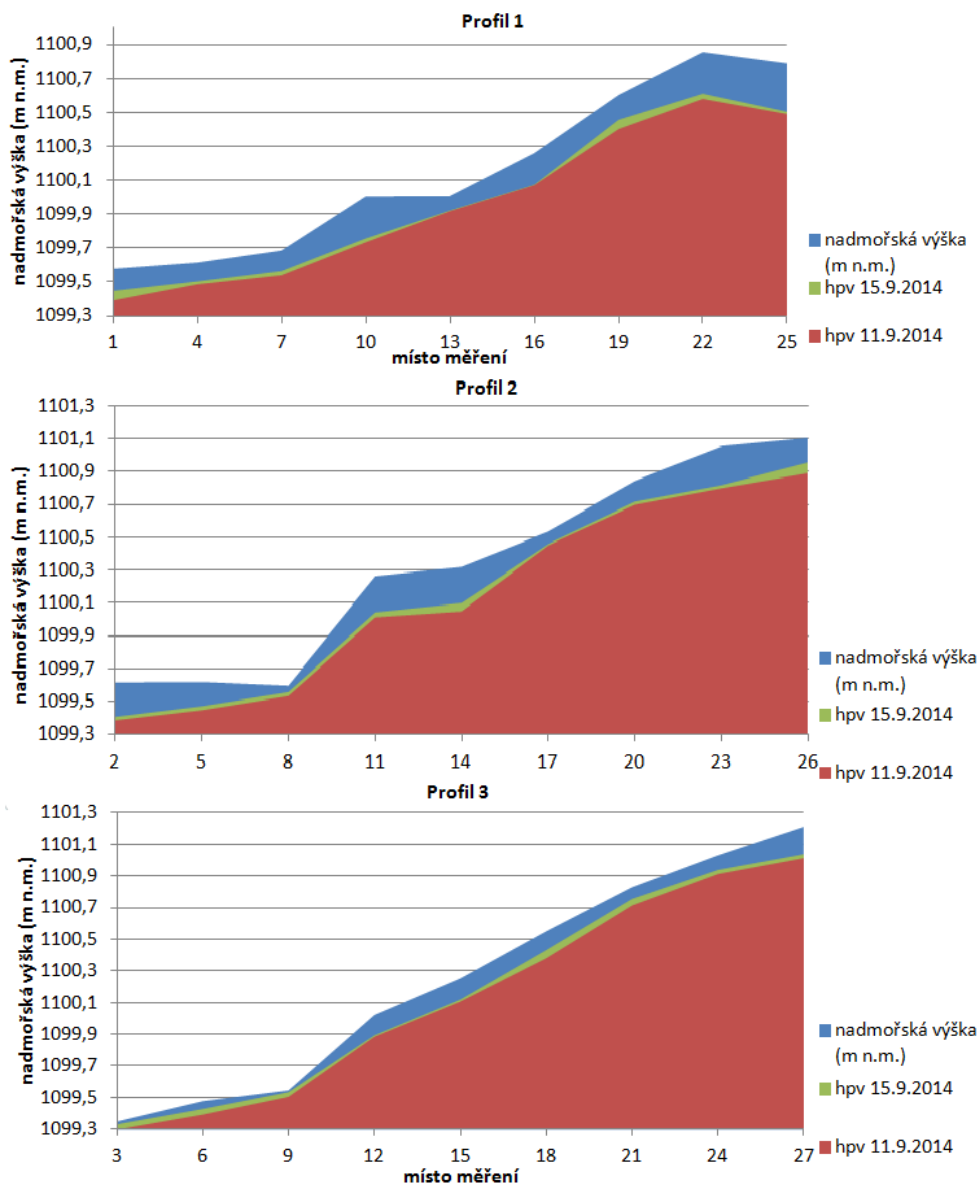


Přestože se jedná o homogenní území o malé ploše, nalezneme zde velké rozdíly ve změnách hladiny podzemní vody během intenzivních srážek. Rozdíl mezi místem s nejvyšším a nejnižším poklesem činí 5,7 cm. Je patrné, že největší změny jsou dosahovány v místech,

kteře jsou od revitalizací vzdáleny. Zde nastalo zvýšení hladiny až o 6,4 cm. Naopak u revitalizačních hrázek hladina podzemní vody narůstala velice rovnoměrně a ve všech místech měření bylo dosaženo podobného nárůstu.

Daná epizoda byla sledována také absolutně v porovnání s nadmořskou výškou v daných profilech, tudíž byla zahrnuta i konfigurace terénu graf 15.

Graf 15: Změna hladiny podzemní vody v profilech 11.9.-15.9.2014

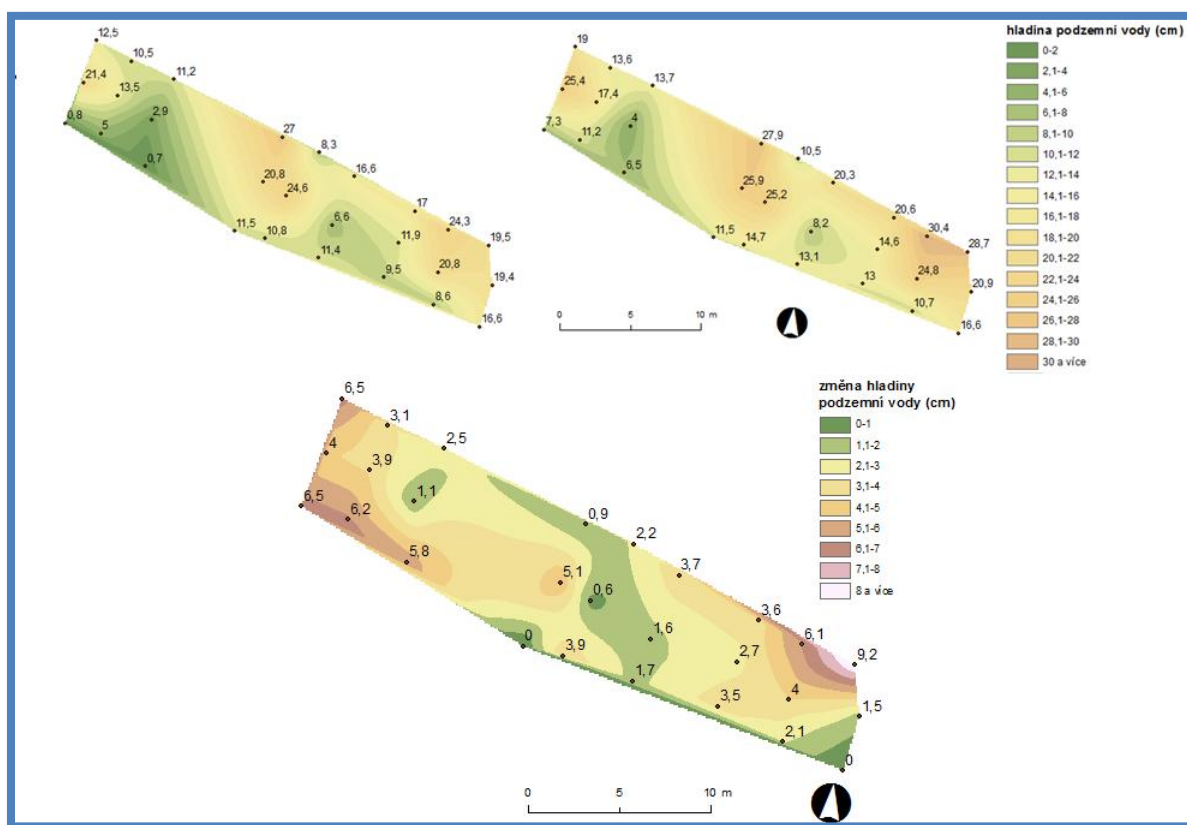


Je patrné, že výška hladiny podzemní vody vztažená k nadmořské výšce se drží nejnižší v profilech 1 a 2. Je zde tedy patrný vliv meliorace, který v přilehlých profilech snižuje hladinu podzemní vody, tudíž je zde výraznější retenční prostor. Během nárůstu hladiny podzemní vody pak dochází k nerovnoměrnému zvýšení v jednotlivých místech měření. Naopak v nejvzdálenějším profilu je hladina podzemní vody blíže k povrchu a poměrně přesně kopíruje tvar terénu a to i během nárůstu hladiny v této epizodě, který se

projevuje v celém profilu rovnoměrně. V průměru se na konci této epizody nejbližší k povrchu nacházela hladina podzemní vody v profilu 3, kde hodnota dosahovala 9,1 cm. V profilu 1 pak hladina podzemní vody byla pod povrchem 17,3 cm a v druhém profilu 16 cm. V průměru se tak hladina v nejvzdálenějším profilu držela o 8,2 cm výše, než v profilu přiléhajícím k odvodnění, tudíž je zde patrný vliv meliorace na výšku hladiny podzemní vody.

Další sledovanou epizodou bylo suché období, kdy během pěti dnů spadlo jen 1,4 mm srážek. Tato epizoda je znázorněna na obr. 19.

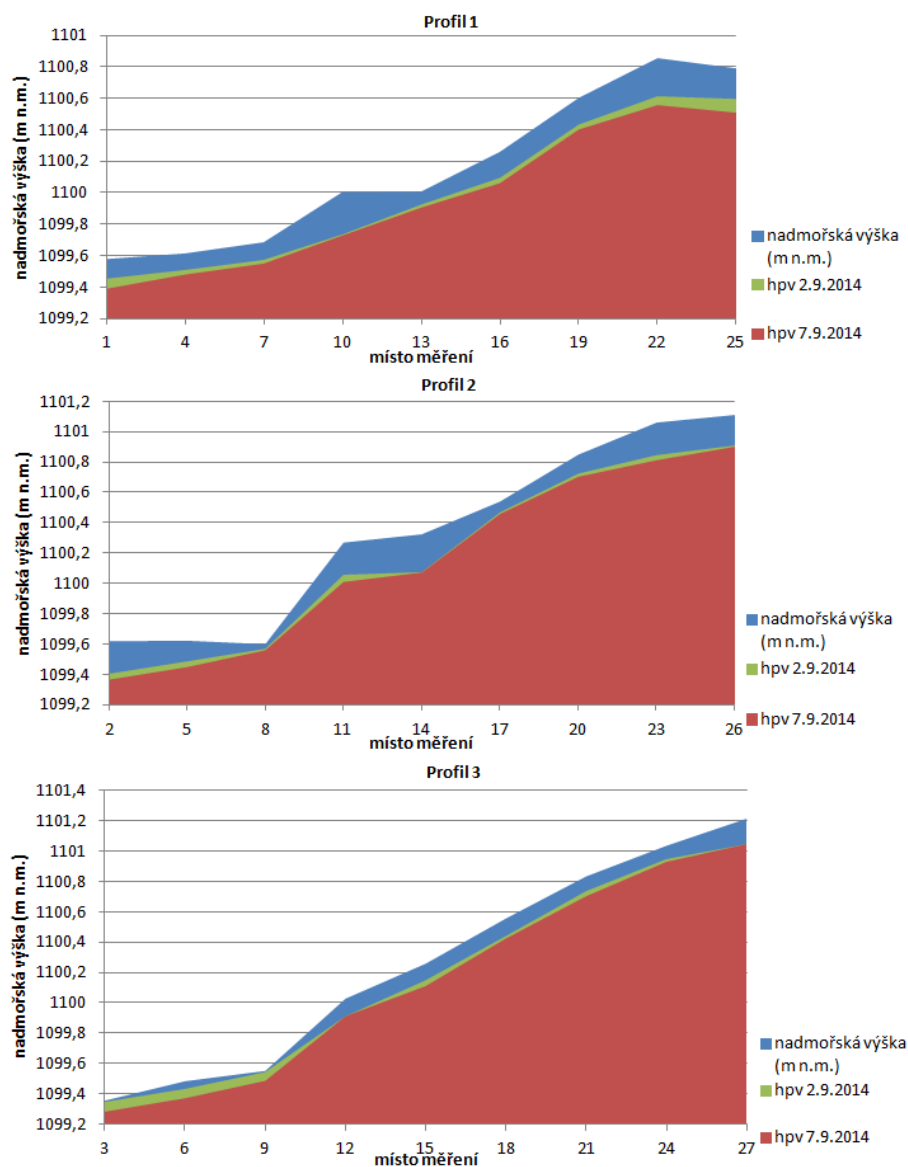
Obr. 19: Změny hladiny podzemní vody během sucha 2.9.-7.9.2014, uvedené hodnoty znázorňují výšku hladiny podzemní vody a její pokles v centimetrech



Nejmenší změny hladin podzemní vody v období bez srážek, se nachází v prostřední linii sledovaného území, tedy ve vzdálenosti 3 m od odvodňovacího kanálu. Zajímavé je, že v této epizodě nalezneme poměrně velké amplitudy v místě revitalizací. Může to být dáno tím, že před příchodem suchého období zde byla hladina podzemní vody velmi vysoko, tedy těsně pod povrchem, tudíž zde následné poklesy mohly probíhat rychleji. Maximální rozdíl v hladinách je opět výrazný a to dokonce až o 9,2 cm během sledovaného období. Změny během jednotlivých epizod tak jsou velmi variabilní.

I kolísání hladiny podzemní vody v této epizodě bylo sledováno absolutně v nadmořských výškách ve vybraných profilech (graf 16).

Graf 16: Změna hladiny podzemní vody v profilech 2.9.-7.9.2014



I v období beze srážek se projevil rovnoměrný pokles v profilu 3 a hladina podzemní vody opět nejlépe kopíruje průběh terénu. Nejvyšší variabilitu poklesů vykazuje profil 1, který zároveň disponuje největším retenčním prostorem, což lze opět přisoudit provedené melioraci. Stejně jako během srážkové epizody se zde projevují rozdíly v průměrné hladině podzemní vody na konci suché epizody. V profilu 1 byla hladina v průměru 20,5 cm pod povrchem, v druhém profilu 18,4 cm a v profilu 3 to bylo už jen 8,9 cm. Je patrné, že se vzrůstající vzdáleností od odvodňovacího kanálu se výška hladiny podzemní vody zvyšuje, přičemž ve vzdálenosti 6 metrů od meliorace se už zřejmě vliv odvodnění neprojevuje.

## 5.4 Charakteristika revitalizačních opatření - Cikánská slat'

Rozsah revitalizačních opatření na Cikánské slati je výrazně vyšší než v případě Rokytecké slati, tudíž předpokladem bylo, že ovlivnění hydrologického režimu zde bude výraznější. Většina revitalizačních hrázek pochází z období 2004 – 2006, kdy byla dokončena většina revitalizačních prací. Terénním průzkumem bylo nalezeno celkem 624 revitalizačních hrázek a bylo dohromady změřeno 2653 m odvodňovacích rýh v různých částech povodí. Vzhledem k tomu, že od provedení revitalizací uběhla poměrně dlouhá doba, bylo zjištěno, že část hrázek vykazuje výrazné poškození a celá řada z nich již neplní svou funkci. Některé části odvodňovacích rýh byly zcela suché a vzhledem k poškození hrázek již ani nemohou zadržovat vodu. Proto bylo nejdříve přistoupeno k inventarizaci revitalizačních opatření na Cikánské slati (viz tab 10).

Tab. 10: Inventarizace revitalizačních opatření - Cikánská slat'

	počet hrázek	aktuální zadržovaný objem vody (m <sup>3</sup> )	potenciální maximální možný zadržitelný objem vod (m <sup>3</sup> )
<b>funkční hrázky splňující maximální pokles vody</b>	323	248,912	280,988
<b>hrázky s vyšším poklesem</b>	87	62,972	172,954
<b>nefunkční a poškozené hrázky</b>	165	0	193,717
<b>zazemněné hrázky</b>	49	0	0
<b>celkem</b>	624	311,884	647,659

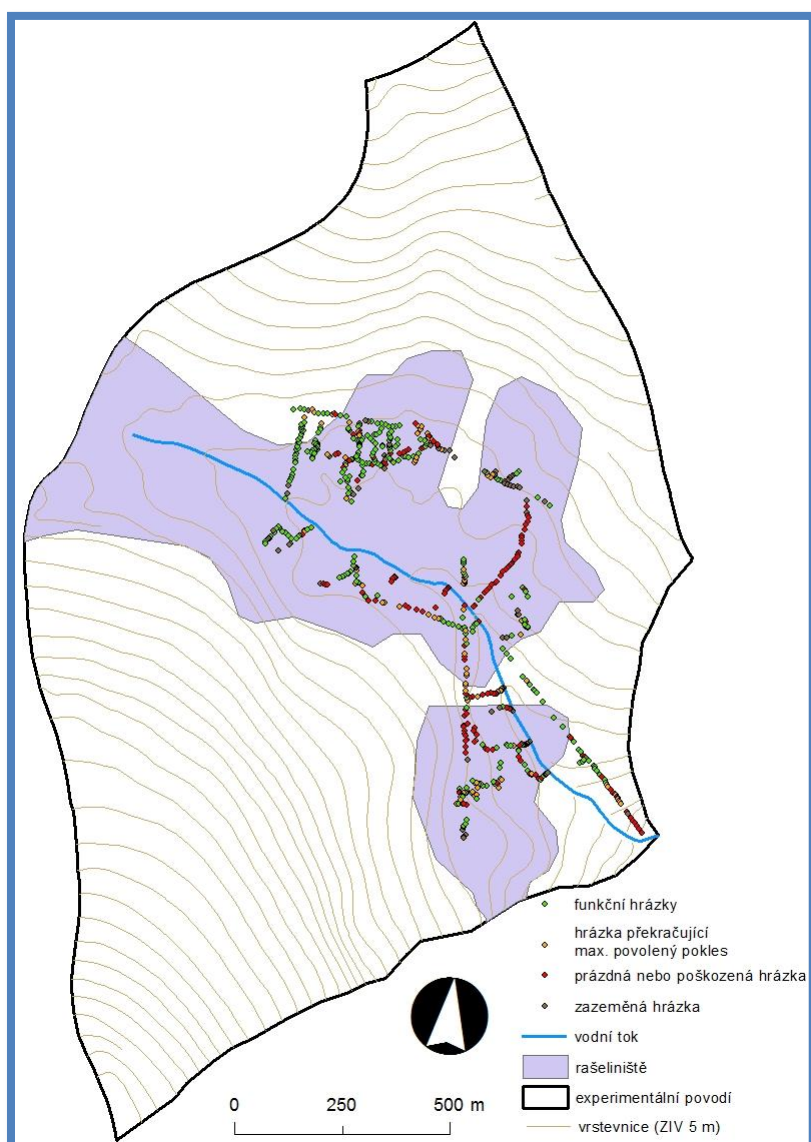
Z tabulky vyplývá, že funkčních hrázek je již jen přibližně polovina. Pravděpodobně je to dáno především tím, že hrázky zde leží poměrně dlouhou dobu. Zároveň je třeba připomenout, že hodnoty vznikly na základě jednoho měření, tudíž u některých funkčních hrázek může být pokles ve skutečnosti vyšší než v době měření. Ovšem vzhledem k rozsahu revitalizací není možné všechny hrázky kontinuálně sledovat. Vzhledem k vysokému počtu revitalizačních hrázek dochází k zadržení velkého objemu vody, ten byl spočítán v období měření na více než 300 m<sup>3</sup>. Ovšem stále je zde vysoký potenciálně využitelný retenční prostor (dle výpočtů téměř 142 m<sup>3</sup>) a to jak v hrázkách funkčních tak v těch, které vykazují vyšší poklesy. Tudíž zadržovaný objem vody se tak může výrazně měnit v závislosti na množství srážek a velikosti evapotranspirace. Jedná se tedy o aktuální stav v době měření. Zejména při disturbancích jako povodeň nebo silný vítr se může projevit mechanické poškození hrázek například vlivem spadlých stromů do melioračních rýh, jako tomu bylo například 23. 10. 2014 (denní srážka téměř 80 mm, vítr 8 m/s). Taková disturbance může v zarašeliněném lese způsobit velké škody a je třeba také přihlídnout k zdravotnímu stavu lesa v povodí Cikánského potoka, jelikož les se v nedávné době také potýkal se silnou kůrovcovou gradací. Takové hrázky jsou již zpravidla natolik poškozeny, že nemohou plnit svou funkci. Na druhou



stranu bylo nalezeno 49 hrázek, které byly téměř zcela zazemněny. To je pozitivní jev, protože hrázky dlouhodobě zadržovaly dostatečný objem vody a postupem času došlo k sukcesi.

Z toho vyplývá, že hodnotit vliv revitalizačních opatření na hydrologický režim v takovém měřítku, v jakém byly provedeny na Cikánské slati je obtížné, protože stav těchto revitalizací je velice proměnlivý. Proto se jako lepší varianta při posuzování vlivu revitalizačních opatření jeví výběr určité velice prostorově omezené části povodí, na níž lze tento vliv lépe demonstrovat, jako tomu bylo například při hodnocení Rokytecké slati. Je však pravděpodobné, že vzhledem k nenaplněnému retenčnímu prostoru můžou provedené revitalizace v některých případech snižovat průtoky. Jednotlivé hrázky rozdělené dle funkčnosti jsou zobrazeny na obr. 20.

Obr. 20: Hrázky v povodí Cikánského potoka rozdělené dle funkčnosti



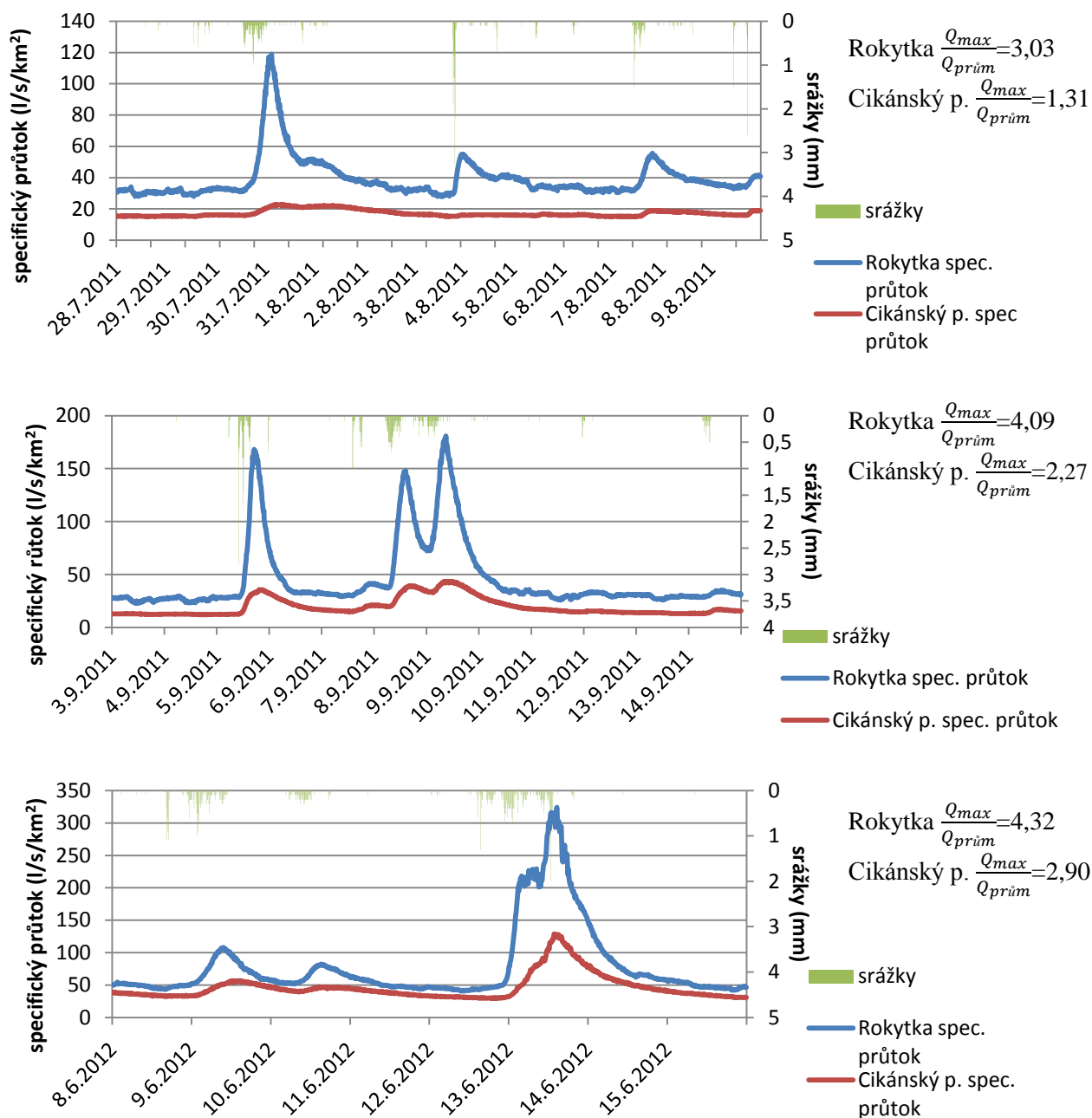


Lze pozorovat, že intenzita odvodnění a míra revitalizačních opatření v povodí Cikánského potoka je vysoká. V minulosti zde byla vytvořena hustá síť odvodňovacích kanálů a s tím souvisí i rozsah revitalizačních opatření. Přestože se při revitalizačních opatření zpravidla postupuje od pramene k ústí, nelze hodnotit stav revitalizací pouze vzhledem ke stáří hrázek, jelikož v pramenné části se nachází většinou funkční hrázky a naopak směrem k ústí se jejich stav zhoršuje. Rozhodujícími vlivy tak může být celá řada včetně způsobu provedení a umístění hrázek.

## **5.5 Vliv revitalizací na odtokový režim**

Vzhledem k tomu, že měření v terénu poukázalo na velký nevyužitý retenční prostor, který mají hrázky k dispozici, je pravděpodobné, že zde dochází k výraznému ovlivnění srážko-odtokového režimu. Proto byly vybrány tři odtokové události na Cikánském potoce a Rokytce, na kterých byl demonstrován možný vliv revitalizací. Tato povodí byla vybrána vzhledem k podobnému podílu zarašelinění. V povodí Cikánského potoka je podíl rašelinišť 31 % a na Rokytce 23,1 %. Při porovnání specifických průtoků obou sledovaných vodních toků (graf 15) během výraznějších srážkových událostí, byly zaznamenány výrazné změny a to zejména v objemu odtoku a dosahovaných maximech. Přestože obě povodí jsou svými parametry srovnatelná, v grafech se prokázal výrazně vyšší specifický průtok Rokytky během srážkových událostí. Lze se domnívat, že jednou z příčin je právě rozsah revitalizací na Cikánském potoce. Vzhledem k tomu, že velká část hrázek není zcela naplněna vodou, vzniká zde velký retenční prostor, jenž dosahuje i několika set  $m^3$  (v době měření přibližně  $142 m^3$ ). Je pravděpodobné, že při srážkách dochází nejprve k naplnění hrázek a až poté začne průtok výrazněji narůstat. Dosahovaná maxima jsou pak výrazně nižší stejně jako objem odtoku.

Graf 17: Porovnání specifických průtoků Rokytka a Cikánského p. na vybraných událostech s výpočtem poměru maximálního a průměrného specifického průtoku během události



Zdroj: Data PřF UK, vlastní zpracování

Můžeme předpokládat, že během průměrných a nízkých srážek revitalizace mohou snižovat extremitu odtoku. Ovšem vzhledem k tomu, že není možné odhadnout množství aktuálně zadržované vody, je velmi složité tento jev prokázat. Jediným způsobem jak zadržovaný objem vody zjistit, je terénní měření, které je však velmi časově náročné, navíc během měření může dojít ke změně meteorologických podmínek, zejména vzhledem ke srážkám a evapotranspiraci, tudíž je zachycení současného stavu poměrně složité a nejisté.

Pokud tedy není znám stav nasycení a množství zadržované vody před srážkami, nelze předpovědět velikost odtokové odezvy. Ke snížení maximální průtoků může dojít jen v případě dostatečného retenčního prostoru. Pravděpodobně proto nebyla dosud zcela objasněna míra zapojení revitalizačních hrázek do srážko-odtokového režimu. Předmětem budoucího výzkumu by tak mělo být zjištění kritické hodnoty, kdy se voda zadržovaná hrázkami začne zapojovat do odtokového režimu. A to zejména na jednotlivých izolovaných melioračních rýhách, jelikož studovat celé povodí je z hlediska rozsahu revitalizací příliš náročné. Je také nutné upozornit, že sledování srážko-odtokového procesu je komplexní disciplína a ačkoliv jsou obě povodí svými parametry srovnatelná, je zde celá řada dalších faktorů. Vliv revitalizací Cikánského potoka na snížení extremity je tak jednou z možností, jež by mohla být předmětem dalšího studia.

## 6. Diskuze

### 6.1 Kolísání hladiny podzemní vody

Výsledky výzkumu na Rokytecké slati se shodují s dalšími tuzemskými nebo zahraničními výzkumy, které se zabývají touto tematikou. Nejvýraznějším poznatkem je, že revitalizační opatření dokážou zvýšit hladinu podzemní vody a snížit její amplitudu. V případě sledovaného kanálu to bylo v průměru až o téměř 9 cm. K podobným závěrům dospěly ve své práci i například Holden et al. (2011), Worrell et al. (2007) nebo Price et al. (2003). K podobným výsledkům v rámci Šumavy dospěla na rašeliništi Schachtenfilz i například Bufková (2013), která tvrdí, že po třech letech od revitalizací se průměrná hladina podzemní vody zvýšila a její kolísání bylo výrazně sníženo, zejména v silně narušených částech vrchoviště a v lesním porostu rašelinných a podmačených smrčín. Také bylo zjištěno, že se vzdáleností od odvodňovacího kanálu roste hladina podzemní vody, přičemž výrazně rychleji roste v místě provedených revitalizací. V určité vzdálenosti se pak ale tyto rozdíly zmenšují a hladina podzemní vody se chová přirozeně jako na antropogenně nenarušeném rašeliništi. S tímto tvrzením se například shodují i práce Armstronga et al. (2010) nebo Wilsona (2011). Ovšem také se ukázalo, že jednotlivé změny hladiny podzemní vody v rašeliništi mohou být poměrně variabilní a to i přesto, že se jednalo o poměrně malou a velice homogenní výzkumnou oblast. Vlček et al. (2012) poznamenává, že mezidenní změny hladiny jsou poměrně rychlé a mohou dosahovat hodnot 2 až 3 cm za den. V tomto případě byly v některých místech zaznamenány i vyšší hodnoty, jelikož v blízkosti odvodňovacího kanálu se projevil výrazně vyšší amplitudy než ve vzdálenějších místech. Bylo tedy prokázáno, že vliv revitalizačních opatření na hladinu podzemní vody je v tomto případě pozitivní.

Zároveň bylo zjištěno, že změna hladiny podzemní vody velice dobře koreluje s rozdílem srážek a potenciální evaporace, což dokazují vysoké koeficienty determinace a korelační koeficienty. Toto tvrzení potvrzuje ve své práci například i Allot et al. (2009). Při porovnávání poklesů hladiny během dní beze srážek se ukázalo, že evapotranspiraci nejlépe odpovídají změny hladiny ve skupině 1. Výsledná odchylka činila pouze 0,67 cm. Naopak na srážkové události má nej přesnější odezvu skupina 4, tedy skupina, která přiléhá k revitalizacím. Zde byla odchylka od rozdílu srážek a evapotranspirace od vzestupu hladiny jen 1,36 cm. Lze se tedy domnívat, že právě tyto dva faktory jsou těmi nejvýznamnějšími a jejich změnou jsou řízeny změny hladiny podzemní vody. Stejně tak se projevila vysoká

korelace průměrné hladiny podzemní vody s ukazatelem předchozích srážek. I když v jednotlivých sledovaných skupinách lze nalézt mírné odlišnosti. Ovšem při sledování kolísání hladiny podzemní vody během suchých i srážkových epizod se ukázaly velké rozdíly ve změnách hladiny. Přestože se jedná o plošně malé území, rozdíl mezi maximálním a minimálním poklesem činil až 9,2 cm. Také bylo zjištěno, že nejnižších odchylek (0,48 cm) je dosahováno na automatické stanici, která není meliorací ovlivněna. Klouzavý průměr rozdílu evapotranspirace a srážek v tomto místě ukázal, že velice dobře kopíruje skutečný chod změn hladiny podzemní vody. Při sledování těchto epizod vztažených absolutně k nadmořským výškám bylo zjištěno, že nejlépe kopíruje hladinu podzemní vody profil, jenž je od odvodnění nejvíce vzdálený. Také zde byla v průměru vyšší hladina podzemní vody, a to až o 9 cm. Naopak v profilu přiléhajícím k odvodňovacímu kanálu, byly změny hladiny podzemní vody více variabilní a hladina zde byla velmi nízko, a to až 20 cm pod povrchem. Toto zjištění se projevilo v obou epizodách. Je tedy pravděpodobné, že ve vzdálenosti 6 metrů od meliorace se již vliv odvodnění neprojevuje.

## **6.2 Stav revitalizačních opatření a jejich vliv na hydrologický režim**

Vzhledem k rozsahu revitalizačních opatření na Cikánské slati bylo nejdříve přistoupeno k zjištění stavu revitalizačních opatření. Bylo zjištěno, že přibližně polovina hrázek již nemůže být klasifikována jako funkční, jelikož vykazovaly vyšší poklesy pod čelem hráze nebo vykazovaly výrazné známky poškození. To je pravděpodobně dáno stářím revitalizací, ale také způsobem provedení a přirozenými disturbancemi. Přestože bylo vypočítáno, že hrázky stále zadržují velký objem vody (v době měření 311 m<sup>3</sup>), stále je zde dostatečný retenční prostor (v době měření 142 m<sup>3</sup>), který pravděpodobně výrazně ovlivňuje odtokový režim. Na třech vybraných událostech byl ukázán možný vliv tohoto retenčního prostoru. Cikánský potok vykazuje nižší maximální průtoky a nižší objem odtoku v porovnání s Rokytkou, jež je svými vlastnostmi velice podobné povodí. Lze se domnívat, že příčinou rozdílu je právě nevyužitý prostor v hrázkách. Během srážkové události tak nejprve dojde k naplnění tohoto prostoru a až poté dochází k nárůstu průtoků. Problémem zůstává, že vzhledem k rozsahu revitalizací není možné znát velikost retenčního prostoru před srážkou, tudíž lze tento jev těžko prokázat a jako lepší varianta se proto jeví sledovat tento vliv na lokálně omezeném území, například jen v rámci jednoho odvodňovacího kanálu.

Výsledky výzkumu tak podporují tvrzení z práce Čurdy, Janského a Kocuma (2011), kteří upozorňují na fakt, že při povodňových událostech mohou revitalizační opatření

představovat i negativní jev. Jejich existence v povodí a korytě toku dokáže vyrovnávat průtoky pouze do určité úrovně extremity, resp. N-letosti. Jakmile je určitá úroveň vodního stavu, resp. průtoku, překročena, dochází ve většině případů naopak ke zvýšení odtokové extremity. Otázkou však zůstává hodnota úrovně, kdy dochází k překonání retenčního prostoru. Stejný názor zastává i Čurda (2009), který tvrdí, že revitalizační opatření výrazně přispívají ke snížení rozkolísanosti průtoků při průměrných a nižších stavech průtoků. V případě vyšší vodnosti zapříčiněné intenzivními srážkami však má pravděpodobně vliv těchto hrazení, které zadržují vodu v povodí, negativní dopady na retenční kapacitu území. Po překročení retenční kapacity těchto hrazení dochází k prudkému a rychlému vzestupu průtoků, které dosahují vyšší extremity. Ovšem je třeba upozornit, že i když obě povodí vykazují vzájemné podobnosti, například expozici, sklonitostní poměry nebo podíl zrašelinění, jsou zde i rozdílnosti. Například vyšší podíl lesů v povodí Cikánského potoka. Tudíž nelze jednoznačně tvrdit, že rozdíly jsou způsobeny rozsahem a stavem revitalizací.

Bufková (2013) upozorňuje, že cílem revitalizací není jen zvýšit hladinu podzemní vody a zmenšit její amplitudu, ale i zmenšit ztráty povrchovým odtokem. Pokud tedy hrázky mají volný retenční prostor, pak by měly plnit i tuto funkci, zejména během nižších srážkových úhrnů. Koncept cílové hladiny tak hodnotí jako vhodný pro provádění revitalizací. Při výzkumu v experimentálních povodích se však prokázalo, že celá řada hrázek již nemůže plnit svou funkci. To však může být převážně dáno stářím provedení revitalizací. Dále také Bufková (2009) poznamenává, že cílová hladina odpovídá maximálnímu poklesu vody pod čelem hráze, který nesmí být nižší než sezónní poklesy podzemní vody na přirozených stanovištích. Ovšem v terénu bylo nalezeno 135 hrázek, které nemohou zadržet vodu a 85 hrázek, které vykazují vyšší poklesy. Pravděpodobně to opět souvisí se stářím hrázek a s disturbancemi.

### **6.3 Nejistoty a možné chyby měření**

Během výzkumu v experimentálních povodích byla prováděna měření, u nichž mohlo dojít k mírným odchylkám. Na Rokytecké slati byla měřena hladina podzemní vody manuálně. Zejména v suchém období, kdy hladina byla nízko, bylo měření složitější a mohly zde vzniknout mírné nepřesnosti. Další nejistoty souvisí se zpracováním dat, například s použitou interpolační metodou nebo výpočtem potenciální evapotranspirace, jež byla dopočítávána pomocí několika koeficientů a není jisté, zda skutečně přesně vystihuje hodnotu evapotranspirace pro daný den.

V případě Cikánského potoka se jedná zejména o nejistoty spojené s měřením objemu zadržované vody. Jednotlivé úseky odvodňovacích kanálů jsou velice variabilní, a to zejména svým tvarem a velikostí. Při terénním průzkumu bylo zjištěno, že některé části kanálů jsou náchylnější k prosychání a někde došlo například k zarůstání části kanálů, tudíž zadržovaný objem vody může být mírně nadhodnocen. Proto zvolená metoda měření nemusí ve všech případech přesně vystihovat zadržovaný objem. Další nejistotou je měření polohy hrázek ruční GPS. Některé hrázky jsou od sebe vzdáleny i méně než 2 m, takže vzhledem k horizontální polohové chybě ruční GPS, mohou být hrázky zobrazené na mapě mírně zkresleny, a to hlavně ty s malými rozestupy.

## 7. Závěr

Pramenná oblast Vydry je charakteristická vysokým podílem rašelinišť, tudíž se tak jedná o oblast, jež má velice specifický hydrologický režim. Vliv rašelinišť, odvodňovacích kanálů a revitalizačních opatření na odtokový režim není dosud zcela objasněn, i přesto, že na tuto tematiku existuje celá řada tuzemských i zahraničních vědeckých prací. Studium hydrologického režimu oblastí s vysokým podílem rašelinišť vyžaduje komplexní a individuální přístup, jelikož je nutné brát v úvahu všechny fyzicko-geografické faktory ovlivňující jejich režim.

V experimentálních povodích se pomocí základních statistických metod prokázalo, že vliv revitalizačních opatření má pozitivní vliv na hladinu podzemní vody, protože zmenšuje její kolísání a podzemní voda se drží výše. Také bylo prokázáno, že odvodňovací rýhy způsobují výrazné snížení hladiny podzemní vody a zvýšení její amplitudy a to i několik metrů od odvodňovacího kanálu. Pokud je tato hladina dlouhodobě nízko, může pak docházet k sukcesi a k degradaci rašeliniště, proto je důležité přehrazovat tyto kanály. Tím dojde k zadržení velkého objemu vody v rašeliništi, znesnadnění odtoku vody a stabilizaci hladiny podzemní vody. Také se ukázalo, že k vysvětlení velikosti změny výšky hladiny podzemní vody postačí dva významné faktory, a to evapotranspirace a srážky. Rozdílem těchto faktorů tak může být s poměrně vysokou přesností odhadnuta změna hladiny podzemní vody v daném časovém intervalu. Dále bylo zjištěno, že je nutné posuzovat revitalizace v rámci dílčích částí povodí, jelikož jednotlivé revitalizační hrázky nejsou homogenní a zdaleka ne všechny plní svou funkci. Navíc se v průběhu času mění jak množství zadržované vody, tak i celkový stav hrázek, proto je vhodné se věnovat detailně jednotlivým kanálům. Popsat tudíž vliv revitalizačních opatření na hydrologický režim v rámci celého povodí je velice problematické. Během výzkumu se také ukázalo, že hrázky zadržují nejen velký objem vody, ale zároveň jim zbývá určitý retenční prostor. To může být jedním z důvodů nižší extremity průtoků v případě Cikánského potoka.

Na závěr je třeba podotknout, že vytyčené cíle práce se podařilo splnit, i když se během výzkumu v experimentálních povodích vyskytla řada otázek, které poukázaly na to, jakým směrem by se mohl další výzkum ubírat. Těmi nejvýznamnějšími otázkami pravděpodobně jsou míra zapojení rašelinišť do odtokového režimu, vliv odvodňovacích kanálů a revitalizačních opatření na proudění hladiny podzemní vody ve vrchovišti, nebo



sledování vývoje stavu revitalizačních hrázek, množství zadržované vody a vlivu na odtokový režim.

## 8. Literatura a použité zdroje

ALLOT, T. E. et al. (2009): Water table in Peak District blanket peatlands. Moors for the future, report 17, 49 s.

ANDĚRA, M. et al. (2003): Šumava příroda, historie, život. Nakladatelství Miloš Uhlíř - Baset, Praha, 800 s.

ARMSTRONG, A. et al. (2010): The impact of peatland drain-blocking on dissolved organic carbon loss and discolouration of water; results from a national survey. Journal of Hydrology, 381, s. 112-120.

BABŮREK, J. et al. (2006): Průvodce geologií Šumavy. Správa NP a CHKO Šumava a Česká geologická služba, Vimperk, 119 s.

BALLARD, C. E. et al. (2011): Hydrological modelling of drained blanket peatland. Journal of Hydrology, 407, s. 81-93.

BARI, M., SMETTEM, K. T. (2004): Modelling monthly runoff generation processes following land use changes: groundwater-surfaces runoff generation. Hydrology and Earth System Sciences, 8, č. 5, s. 903-922.

BAYER, T. et al. (2004): Tvorba dešťového odtoku z malého horského povodí. Aktuality šumavského výzkumu, č. 2, s. 56-62.

BEVEN, K. J. (2012): Rainfall – Runoff Modelling second edition. The Primer, John Wiley & Sons, Ltd. Chichester, 457 s.

BINET, S. et al. (2013): A water-table dependent reservoir model to investigate the effect of drought and vascular plant invasion on peatland hydrology. Journal of Hydrology, 499, s. 132-139.

BONN, A. et al. (2014): Investing in nature: Developing ecosystem service markets for peatland restoration. Ecosystems Services, č. 9, s. 54-65.

BÖHM, M. et al. (2013): Plán péče o Národní park Šumava na období 2014-2017. Vimperk, 146 s.

BUFKOVÁ, I. (2006): Revitalizace šumavských rašelinišť. Zprávy České Botanické Společnosti, Praha, 41, č. 21, s. 181-191.

BUFKOVÁ, I. (2009): Ochrana rašelinišť na Šumavě aneb byly Rokytecké slatě první? In: Černý, D., Dvořák, L.: Weitfallerské slatě. Sborník z výzkumu na Šumavě, 2. Správa NP a CHKO Šumava, Vimperk, s. 12-22.

- BUFKOVÁ, I. (2013): Náprava narušeného vodního režimu rašelinišť v národním parku Šumava. *Ochrana přírody*, č. 2, s. 17-19.
- BUFKOVÁ, I., SPITZER, K. (2008): Šumavská rašeliniště. Správa Národního parku a Chráněné krajinné oblasti Šumava, Vimperk, 203 s.
- BUFKOVÁ, I., STÍBAL, F., MIKULÁŠKOVÁ, E. (2010): Restoration of drained mires (Šumava National Park, Czech republic). *Proceedings 7th European Conference on Ecological Restoration Avignon, France*, s. 23-27.
- BUFKOVÁ, I., STÍBAL, F. (2012): Restoration of drained mires in the Šumava National Park. In: Jongepierová, I., Pešout, P., Jongepier, J., W., Prach, K.: *Ecological restoration in the Czech Republic*, Nature Conservation Agency of the Czech Republic, Prague, s. 78-80.
- BURKE, W. (1973): The basic principles of drainage on peat. *Peatland forestry*, Natural environment research council, s. 83-92.
- BURKE, W. (1975): Aspect of the hydrology of blanket peat in Ireland. *Hydrology of marsh-ridden areas*, *Proceedings of the Minsk symposium. IAHS Studies and Reports in Hydrology*, 19, Unesco Press, Paris, s. 439-446.
- ČURDA, J. (2009): Odtokový režim v pramenné oblasti Vydry se zaměřením na hodnocení povodňových epizod. Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta v Praze, katedra fyzické geografie a geoekologie, 149 s.
- ČURDA, J., JANSKÝ, B., KOCUM, J. (2011): Vliv fyzicko-geografických faktorů na extremitu povodní v povodí Vydry. *Geografie*, 116, č. 3, s. 335-353.
- DEMEK, J. (1987): *Obecná geomorfologie*. 1. vydání. Academia, Praha. 476 s.
- DEMEK, J. et al. (1987) *Zeměpisný lexikon ČSR. Hory a nížiny*. Brno, Academia, 584 s.
- DOLEŽAL, T. (2013): Revitalizační opatření horských vrchovišť a jejich vliv na dynamiku odtoku v pramenné oblasti Otavy. *Bakalářská práce*. Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta v Praze, katedra fyzické geografie a geoekologie, 51 s.
- EVANS, M. G., BURT, T. P., HOLDEN, J., ADAMSON, J. (1999): Runoff generation and water table fluctuations in blanket peat: evidence from UK data spanning the dry summer of 1995. *Journal of Hydrology*, č. 221, s. 141-160.
- FERDA, J. (1969): *Hydrologická a klimatická funkce československých rašelinišť*. Česká akademie zemědělská, Praha, 358 s.

- HAPPALEHTO, T., O. et al. (2010): The Effects of Peatland Restoration on Water-Table Depth, Elemental Concentrations, and Vegetation: 10 Years of Changes. Society for Ecological Restoration International, Research article, 12 s.
- HOLDEN, J. et al. (2004): Artificial drainage of peatlands: Hydrological and hydrochemical process and wetland restoration. *Progress in Physical Geography*, 28, s. 95-123.
- HOLDEN, J. (2005): Peatland hydrology and carbon release: why small-scale process matters. *Philosophical transaction, The Royal society*, 363, s. 2891-2913.
- HOLDEN J. et al. (2011): Water table dynamics in undisturbed, drained and restored blanket peat. *Journal of Hydrology*, 402, s 103-114.
- HORN, P. (2009): Ekologie rašelinišť na Šumavě. Doktorská disertační práce. Jihočeská univerzita, Přírodovědecká fakulta v Českých Budějovicích, katedra biologie ekosystémů, 98 s.
- CHÁBERA, S. et al. (1987): Příroda na Šumavě. Jihočeské nakladatelství, České Budějovice, 182 s.
- CHLUPÁČ, I. (2002): Geologická minulost České republiky. Academia, Praha, 437 s.
- JANSKÝ, B. (2004): Retence vody v povodí. In: Langhammer, J. (ed.): Sborník příspěvků semináře grantu GAČR 205/Z052/03 Hodnocení vlivu změn přírodního prostředí na vznik a vývoj povodní, PřF UK, Praha, s. 59 – 70.
- JANSKÝ, B., KOCUM, J. (2008): Peat bogs influence on runoff process: case study of the Vydra and Křemelná River basins in the Šumava Mountains, southwestern Czechia. *Geografie - Sborník ČGS*, 113, č. 4, Praha, s. 383-399.
- JELÍNEK, J. (2008): Akumulace a tání sněhové pokrývky v povodí Rokytky v letech 2007 a 2008. Diplomová práce. Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta v Praze, katedra fyzické geografie a geoekologie, 85 s.
- JOOSTEN, H., CLARKE, D. (2002): Wise use of mires and peatlands – background and principles including a framework for decision- making. International Mire Conservation Group and International Peat Society, Totnes, 304 s.
- KEMEL, M. (1996): Klimatologie, meteorologie, hydrologie. ČVUT, Praha, 189 s.
- KLIMENT, Z., MATOUŠKOVÁ, M., (2007): Změny srážko-odtokových poměrů v pramenných oblastech povodí Otavy. In: Povodně a změny v krajině (J. Langhammer ed.), Univerzita Karlova, Praha, s. 317-332.

- KOCUM, J. (2012): Tvorba odtoku a jeho dynamika v pramenné oblasti Šumavy. Disertační práce. Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta v Praze, katedra fyzické geografie a geoekologie, 206 s.
- KOHUT, M. (2007): Vláhová bilance zemědělské krajiny. Disertační práce. Mendelova zemědělská a lesnická univerzita v Brně, Agronomická fakulta, Ústav aplikované a krajinné ekologie, 286 s.
- KOSTKA, Z., HOLKO, L. (2002): Analysis of rainfall-runoff events in the mountain catchment. ERB and Northern European FRIEND Project 5 Conference, Demänovská dolina, Slovakia, s. 19- 27.
- KŘÍKAVOVÁ, L. (2009): Interpolace bodových dat v GIS. České vysoké učení technické v Praze, Fakulta stavební, Katedra mapování a kartografie, 55 s.
- KUČEROVÁ, A., KUČERA, T., HÁJEK, T. (2009): Mikroklima a kolísání hladiny podzemní vody v centrální části Rokytecké slati. In: Černý, D., Dvořák, L.: Weitfallerské slatě. Sborník z výzkumu na Šumavě, 2. Správa NP a CHKO Šumava, Vimperk, s. 50-56.
- KVÆRNER, J., SNILSBERG, P. (2011): Groundwater hydrology of boreal peatlands above a bedrock tunnel – Drainage impacts and surface water groundwater interactions. Journal of Hydrology, č. 403, s. 278-291.
- LIMPENS, et al. (2008): Peatlands and the carbon cycle: from local processes to global implications – a synthesis. Biogeosciences, č. 5, s. 1475-1491.
- LABADZ, J. et al. (2010): Peatland hydrology. Draft scientific review, commissioned by the IUCN UK Peatland Programmes Commission of Inquiry on Peatlands, 52 s.
- MATĚJKA, K. et al. (2013): Jak má vypadat smysluplná zonace národního parku Šumava? Živa, č. 5, s. 96-100.
- MOKLYAK, V. I. et al. (1975): The effect of drainage works on streamflow. Hydrology of marsh-ridden areas, Proceedings of the Minsk symposium. IAHS Studies and Reports in Hydrology, 19, Unesco Press, Paris, s. 439-446.
- NĚMEC, J., HLADNÝ, J. eds. (2006): Voda v České republice. Ministerstvo zemědělství, Consult Praha, 253 s.
- PAVELKOVÁ-CHMELOVÁ, R., FRAJER, J. (2013): Základy fyzické geografie 1 – hydrologie. Univerzita Palackého v Olomuci, Olomouc, 141 s.
- PRICE, J., S. et al. (2003): Hydrological processes in abandoned and restored peatlands: An overview of management approaches. Wetlands Ecology and Management, č. 11, s.65–83.
- RACHMUNDER, S., J. et al. (2012): Catchment-scale peatland restoration benefits stream ecosystem biodiversity. Journal of Applied Ecology, č. 49, s. 182–191.

- STARÝ, M. (2005): Hydrologie – modul 1. Vysoké učení technické v Brně, fakulta stavební, Brno, 213 s.
- ŠEFRNA, L. (2004): Pedologická charakteristika povodí Otavy ve vztahu k povodím. Sborník příspěvků GAČR 205/Z052/03, s 196-212.
- TARBOTON, D., G. (2003): Rainfall-runoff processes. Utah state university, Utah, 159 s.
- TOLASZ, R. et al. (2007): Atlas podnebí Česka. ČHMÚ a UP Olomouc, Praha, 256 s.
- TOMÁŠEK, M. (2003): Půdy České republiky. Česká geologická služba, Praha, 68 s.
- TRIZNA, M. (2012): Klimageografia a hydrografia. Geografika, 2. vydání, Bratislava, 144 s.
- UNUCKA, J. et al. (2010): Comparison of SCS-CN and Green-Ampt methods and methods of using sensitivity analysis based on changes to antecedent precipitation index. XXII sjezd České geografické společnosti, Ostrava, s. 215-221.
- VLČEK, L. (2011): Retence vody půdou v experimentálních povodích se zaměřením na organozemě. Diplomová práce. Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta v Praze, katedra fyzické geografie a geoekologie, 92 s.
- VLČEK, L. et al. (2012): Retenční potenciál a hydrologická bilance horského vrchoviště: případová studie Rokytecké slatě, povodí horní Otavy, JZ. Česko. Geografie, 117, č. 4, s. 395 – 414.
- WILSON, L. et al. (2011): The impact of drain blocking on an upland blanket bog during storm and drought events, and the importance of sampling-scale. Journal of Hydrology, 404, s. 198–208.
- WORRALL, F. et al. (2007): Short-term impact of peat drain-blocking on water colour, dissolved organic carbon concentration, and water table depth. Journal of Hydrology, č. 337, s. 315 – 325.
- ZOTARELLI, L. et al. (2009): Step by Step Calculation of the Penman-Monteith Evapotranspiration (FAO-56 Method). University of Florida, IFAS extension, 10 s.

## 9. Seznam obrázků, grafů, tabulek a rovnic

### Obrázky

Obr. 1: Schéma srážko-odtokového procesu .....	11
Obr. 2: Zjednodušené schéma srážko-odtokového procesu .....	12
Obr. 3: Výskyt rašelinišť v povodí Vydry .....	19
Obr. 4: Změny v rašeliništi způsobené nízkou hladinou podzemní vody .....	20
Obr. 5: Zjednodušený model odtoku vody z rašeliniště .....	21
Obr. 6: Ukázka revitalizačních opatření horských vrchovišť .....	27
Obr. 7: Schematické znázornění způsobu přehrazení odvodňovacích rýh .....	29
Obr. 8: Fyzikálně-chemické veličiny v neporušeném rašeliništi ve vztahu s hloubkou .....	30
Obr. 9: Průběh odvodňovacího kanálu a umístění trubek .....	32
Obr. 10: Posuzované sekce a linie .....	32
Obr. 11: Nadmořská výška odvodňovacího kanálu a vyznačené profily .....	33
Obr. 12: Vymezení zájmového území .....	34
Obr. 13: Geologická mapa sledovaného území .....	35
Obr. 14: Sklonitost a expozice svahů v povodí Cikánského potoka .....	36
Obr. 15: Sklonitost a expozice svahů v povodí Rokytky .....	37
Obr. 16: Místa měření v jednotlivých skupinách .....	53
Obr. 17: Vývoj hladin podzemní vody v závislosti na ET, API a srážkách v období 15.9.2014-24.9.2014 .....	58
Obr. 18: Změny hladiny podzemní vody během intenzivních srážek 11.9.-15.9.2014 .....	59
Obr. 19: Změny hladiny podzemní vody během sucha 2.9.-7.9.2014 .....	61
Obr. 20: Hrázky v povodí Cikánského potoka rozdělené dle funkčnosti .....	64

### Grafy

Graf 1: Jednoduchá součtová čára profil Vydra-Modrava .....	15
Graf 2: Vývoj průměrných denních průtoků v profilu Vydra-Modrava v období 1.11.1930-31.10.2008 .....	16
Graf 3: Průběh kolísání hladiny podzemní vody na rašeliništi Schachtenfilz 2005-2012 .....	22
Graf 4: Porovnání fluktuace podzemní vody na nedotčených (I), revitalizovaných (B) a odvodněných (D) rašeliništích .....	23
Graf 5: Porovnání výšky hladiny podzemní vody v odvodněné, revitalizované a nedotčené části rašeliniště .....	23

Graf 6: Průměrné hodnoty výšky hladiny podzemní vody v rašeliníšti v závislosti na vzdálenosti od odvodňovacího kanálu před a po provedení revitalizace .....	24
Graf 7: Průměrné hodnoty hladiny podzemní vody po obou stranách odvodňovacího kanálu na revitalizovaném a nerevitalizovaném místě .....	25
Graf 8: Průměrné denní a měsíční průtoky, včetně specifických průtoků Rokytky a Cikánského p. ....	40
Graf 9: Čára překročení průměrných m-denních průtoků a specifických průtoků Rokytky a Cikánského potoka .....	41
Graf 10: Boxplot kolísání hladiny podzemní vody v rámci jednotlivých sekcí a linií.....	50
Graf 11: Počet naměřených hodnot v intervalech hladiny podzemní vody v sekcích a liniích	52
Graf 12: Dendrogram jednotlivých míst měření .....	53
Graf 13: Změna hladiny podzemní vody v závislosti na srážkách a evapotranspiraci .....	54
Graf 14: Změna denní průměrné hladiny podzemní vody v závislosti na rozdílu srážek a evapotranspirace.....	57
Graf 15: Změna hladiny podzemní vody v profilech 11.9.-15.9.2014.....	60
Graf 16: Změna hladiny podzemní vody v profilech 2.9.-7.9.2014.....	62
Graf 17: Porovnání specifických průtoků Rokytky a Cikánského p. na vybraných událostech s výpočtem poměru maximálního a průměrného specifického průtoku během události .....	66

## Tabulky

Tab. 1: Základní charakteristiky variability odtoku v profilu Vydra-Modrava v období 1.11.1930-31.10.2008.....	16
Tab. 2: Geomorfologické členění sledované oblasti .....	36
Tab. 3: Ukázka průtoků na sledovaném odvodňovacím kanálu na Rokytecké slati .....	39
Tab. 4: Základní odtokové charakteristiky a charakteristiky variability odtoku.....	41
Tab. 5: Základní charakteristiky zájmových povodí .....	42
Tab. 6: Statistické charakteristiky kolísání hladiny podzemní vody v sekcích a liniích.....	51
Tab. 7: Koeficienty determinace a korelační koeficienty pro jednotlivé skupiny .....	55
Tab. 8: Průměrný pokles hladiny podzemní vody (h <sub>pv</sub> ) během období beze srážek v jednotlivých skupinách v závislosti na ET včetně odchylek od předpokládaných hodnot ...	55
Tab. 9: Průměrný nárůst hladiny podzemní vody (h <sub>pv</sub> ) ve skupině v závislosti na rozdílu srážek a ET během srážkových epizod včetně uvedených odchylek od předpokládaných hodnot.....	56



Tab. 10: Inventarizace revitalizačních opatření - Cikánská slat' .....	63
--	----

## **Rovnice**

Rovnice 1: Potenciální evapotranspirace Penman-Monteith .....	47
Rovnice 2: Ukazatel předchozích srážek.....	48